I 11408 (2) in 4°

Thèse
présentée

à l'Université de Paris I - Panthéon-Sorbonne

pour obtenir le titre de Docteur d'Etat

Spécialité : Géographie
Option : Géomorphologie

par
Jean-Pierre PEULVAST

RELIEF, EROSION DIFFERENTIELLE ET MORPHOGENESE DANS UN BOURRELET MONTAGNEUX DE HAUTE LATITUDE : LOFOTEN-VESTERÅLEN ET SOGN-JOTUN (NORVEGE)

LIVRE II

Soutenue le 14 juin 1985 devant le jury composé de :

M. A. GUILCHER, Professeur émérite	: Président
M. A. GODARD, Professeur à l'Université de Paris I	: Rapporteur
M. R. COQUE, Professeur à l'Université de Paris I	: Examinateur
M. J.J. DUFAURE, Professeur à l'Université de Paris IV	: Examinateur
Mlle L. FLEITOUT, Chargée de Recherches au CNRS	: Examinateur
M. A. PROST, Maître-assistant à l'Université de Paris VI	: Examinateur
M. R. SOUCHEZ, Professeur à l'Université de Bruxelles	: Invité

BIBLIOTHÈQUE
DE LA
SORBONNE

I 11408 (2) in 4°

Thèse

présentée

à l'Université de Paris I - Panthéon-Sorbonne

pour obtenir le titre de Docteur d'Etat

Spécialité : Géographie

Option : Géomorphologie

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

par

Jean-Pierre PEULVAST

RELIEF, EROSION DIFFERENTIELLE ET MORPHOGENESE DANS UN BOURRELET MONTAGNEUX DE HAUTE LATITUDE : LOFOTEN-VESTERÅLEN ET SOGN-JOTUN (NORVEGE)

LIVRE II

Soutenue le 14 juin 1985 devant le jury composé de :

M. A. GUILCHER, Professeur émérite	: Président
M. A. GODARD, Professeur à l'Université de Paris I	: Rapporteur
M. R. COQUE, Professeur à l'Université de Paris I	: Examinateur
M. J.J. DUFAURE, Professeur à l'Université de Paris IV	: Examinateur
Mlle L. FLEITOUT, Chargée de Recherches au CNRS	: Examinateur
M. A. PROST, Maître-assistant à l'Université de Paris VI	: Examinateur
M. R. SOUCHEZ, Professeur à l'Université de Bruxelles	: Invité

115 050028 9



LIVRE II

IDENTIFICATION ET REGIONALISATION DES TYPES MORPHOGENIQUES

LIVRE II

INTRODUCTION

PROBLEMES METHODOLOGIQUES

La diversité des paysages des Iles Lofoten - Vesterâlen et du Sogn-Jotun tient à celle des types morphostructuraux. Elle reflète aussi de grands contrastes de modelés, entre les plates - formes raclées et chaotiques du fjell et de vastes plateaux empâtés de moraine, entre des auges profondes et des bassins évasés, entre de hautes parois rocheuses lisses ou balafrées de couloirs d'avalanches et des versants aux formes douces, émoussées. Ces oppositions, sensibles à l'échelle régionale comme à l'échelle locale évoquent, par delà les influences structurales, *une profonde diversité génétique*.

L'identification des modelés, l'étude de leur répartition en liaison avec celle des formes précédemment décrites, leur attribution à des dynamiques bien définies sont indispensables pour comprendre la mise en valeur des structures et l'évolution morphologique. Or, la tâche est particulièrement délicate dans ces régions marquées de façon spectaculaire par les glaciers, et dépourvues d'éléments de datation.

Comme l'ensemble de la Fennoscandie, les régions étudiées appartiennent en effet à la catégorie des *socles englacés* à plusieurs reprises au cours du Quaternaire et récemment libérés par la glace. Les problèmes morphologiques s'y posent d'une façon particulière (Godard, 1965). Les sédiments et les formations superficielles *in situ*, ailleurs si riches d'informations sur les conditions de l'altération et sur les systèmes morphogéniques passés sont maigres et montrent les signes d'un raclage puissant mais inégal. Les surcreusements et les accumulations marquent plus ou moins fortement les paysages, suggérant

que les glaciers ont été par eux-mêmes de puissants agents de façonnement du relief.

En l'absence de tout vestige directement datable de formes, de modelés ou de dépôts pré-glaciaires récents, dans la région des Lofoten - Vesterâlen comme dans celle du Sogn - Jotun, il paraît impossible d'apprécier avec exactitude l'ampleur de l'aménagement glaciaire des formes, ainsi que la part des héritages préglaciaires. Cependant, les traces d'une histoire beaucoup plus ancienne sont indiscutablement présentes dans les paysages. Sans même préjuger du rôle "protecteur" ou "actif" des glaciers, de la capacité ou de l'impossibilité pour eux de façonner les grandes lignes des paysages (grands aplanissements, étagements principaux, individualisation des massifs montagneux) et de modeler les topographies différenciées d'échelle kilométrique ou hectométrique, nous avons vu (livre I) que les facteurs structuraux de la différenciation du relief vont généralement au-delà des contrastes de résistance mécanique. Or, les glaciers, agents mécaniques, sont avant tout aptes à mettre en valeur ce type de contrastes, tout au moins dans les dernières étapes de leur travail (Boulton, 1979). Par conséquent, les modalités de la différenciation morphologique ne peuvent être considérées que vis-à-vis d'un large cumul de processus morphogéniques, sans doute très étalé dans le temps (Peulvast, 1978, 1984).

A la suite de Davis (1900), de nombreux auteurs ont affirmé que dans leurs grandes lignes, les formes douces des plateaux et des massifs représentaient la *"surface paléïque"* , ou surface de départ préglaciaire, "mûre" et peu retouchée (Reusch, 1901 ; Ahlmann, 1919 ; Rudberg, 1954 ; Gjessing, 1967, entre autres). L'essentiel de l'aménagement glaciaire est donc supposé, implicitement ou explicitement, être resté cantonné aux formes qui entaillent plus ou moins brutalement cette surface, tandis que les interfluves les moins accidentés n'auraient subi que de modestes retouches. L'ampleur même des englacements a pu être discutée, et certains auteurs (E. Dahl, 1955, 1961, entre

autres) ont suggéré que des régions côtières - dont l'archipel des Lofoten - Vesterâlen - ont pu constituer des "refuges" épargnés par l'inlandsis. A la limite, une confirmation de ce fait nous permettrait d'appuyer une reconstitution des formes préglaciaires sur le contraste entre les associations de formes observées dans la plus grande partie des régions étudiées - et dans le reste de la Scandinavie - et celles des parties peu ou pas aménagées par les glaciers, comme cela a pu être tenté en Pologne (Klimaszevski, 1964) ou au sud du Lac Ontario (Clayton, 1965, 1974). Il nous est donc apparu que toute discussion sur la morphogénèse et sur les possibilités de conservation des héritages préglaciaires devait tout d'abord s'appuyer sur une bonne connaissance des dynamiques associées à l'intervention du froid, ainsi que de leur répartition géographique et chronologique (chapitre III).

Il n'est cependant pas question pour nous, dans l'analyse qui suit, d'adopter une perspective "historique" en distinguant formes glaciaires et formes préglaciaires. En effet, nous cherchons précisément à définir la part des divers aménagements dans des formes qu'il nous paraît impossible de considérer a priori comme ayant exclusivement été aménagées dans tel ou tel type de conditions morphogéniques. Le problème ne peut être considéré comme résolu des le départ !

Il nous semble au contraire que cette perspective ne peut apparaître qu'à travers une analyse "horizontale" des composants des paysages et de leurs relations mutuelles, menée dans des systèmes distincts de formes caractérisés par des logiques très différentes.

La disposition étagée des reliefs dans les deux régions étudiées (livre I) suggère que la différenciation morphologique s'est faite par étapes ; les aplanissements, les reliefs résiduels, les couloirs et les vallées ou dépressions qui s'y emboîtent peuvent témoigner de générations de formes successives, avec leurs types respectifs de mise en valeur de la structure. Mais toutes ces formes ont été envahies et aménagées par les glaciers, quel que soit leur niveau topo-

graphique : il est par conséquent difficile de les considérer comme les témoins directs d'une évolution sans doute en grande partie préglaciaire. On ne peut donc pas se référer sans précaution à la topographie actuelle pour reconstituer les systèmes morphogéniques préglaciaires ni pour affirmer que les glaciers ont aménagé à eux seuls une de ces générations de formes (les entailles, ou le strandflat, par exemple). La définition de l'empreinte glaciaire et de sa part dans l'organisation des paysages est donc indispensable à tout raisonnement sur l'origine des grands traits morphostructuraux et sur l'évolution morphologique.

A ce point de vue, les contrastes entre des types morphologiques tranchés nous amènent à distinguer des systèmes qui recoupent en grande partie les distinctions classiques établies dans l'optique "historique". Dans les régions étudiées comme dans le reste du bourrelet scandinave, on relève en effet un contraste majeur entre deux grandes familles de formes et de modelés. *Le domaine du "fjell"*, des hauts plateaux aux formes lourdes et des massifs aux formes arrondies qui les surmontent, constitue la toile de fond des paysages, même s'il apparaît inégal, morcelé, rongé, surtout dans les régions côtières comme celle des Lofoten - Vesterâlen. Il est assimilé par la plupart des auteurs à la *"surface paléïque"* définie pour la première fois par Reusch (1901) ; ses formes, généralement considérées comme étant en déséquilibre avec les conditions récentes et actuelles (Gjessing, 1967) seraient donc pour l'essentiel héritées de l'évolution préglaciaire. De fait, ce domaine au relief différencié mais aux formes douces et aux surfaces planes étagées soulignant des types particuliers d'organisation morphostructurale (livre I) présente généralement un contraste brutal avec *les formes de dissection* qui se développent à l'intérieur ou en contrebas des domaines de fjell. Ce contraste se traduit généralement par de brusques ruptures de pente ou des rebords convexes plus ou moins prononcés, au-dessus des versants plus ou moins raides de bassins, de cirques et de vallées enfoncés à des niveaux variés. Ces entailles, classiquement considérées comme des formes

"jeunes" (Gjessing, 1967, 1977) peuvent ronger plus ou moins complètement les hautes surfaces (reliefs "alpins") mais leurs parois rocheuses caractérisent également les flancs d'auges et de fjords plus espacés, ainsi qu'une partie des abrupts séparant différents niveaux de surfaces planes. Leur organisation, qui révèle un contrôle structural différent - et pas seulement plus prononcé, comme l'écrit Gjessing (1967) - et qui porte les marques évidentes des actions glaciaires (surcreusements, etc), est généralement attribuée à un développement récent - essentiellement pléistocène. Mais les auteurs y ont depuis longtemps souligné la présence de replats (Ahlmann, 1912), de particularités d'organisation des réseaux (Rudberg, 1976) et de modelés permettant de soupçonner les traces d'une origine plus ancienne (les vallées "paléïques" de Gjessing, 1967). A ce domaine se rattache, sur la façade maritime, celui du *strandflat*, une surface d'aplanissement partielle directement rattachée au niveau de base, et où l'intervention des actions marines peut être attestée ou suspectée.

L'une des deux familles de formes entaille l'autre, ce qui implique bien sûr une succession chronologique, mais pas forcément une opposition simpliste entre un domaine "jeune" qui serait essentiellement glaciaire et l'autre qui serait entièrement "paléïque". Une dissection profonde a parfaitement pu être amorcée avant les glaciations, tandis que les formes suspendues du fjell ont continué à évoluer jusqu'à l'époque actuelle sous l'effet des actions glaciaires et des multiples processus qui sont intervenus en dehors des glaciations. L'évolution du domaine paléïque est généralement considérée comme lente et faible par rapport à celle des entailles ; cela explique l'impression d'un *déséquilibre* par rapport aux conditions "actuelles" (glaciaires et périglaciaires surtout : Gjessing, 1967), dans la mesure où celles-ci sont implicitement supposées être surtout favorables à l'incision des reliefs. En fait, il est impossible de ramener les conditions morphoclimatiques actuelles à l'évolution des formes de dissection et au jeu des dynamiques qui leur sont propres (action des eaux courantes, des glaces de cirque ou de vallée, évolution des parois rocheuses).

Les conditions actuelles, ce sont aussi celles qui règnent sur les hautes surfaces modérément accidentées (glaciers de plateau, types particuliers de processus périglaciaires, etc.) ; sous leurs effets, *les paysages du fjell sont aussi actuels que ceux des entailles*, ce que la notion de "déséquilibre" tend à minimiser tant que l'on ne précise pas *l'échelle des phénomènes* à laquelle on se situe. Il est en effet impossible d'aborder de la même façon le problème de l'origine des formes majeures, au niveau desquelles se situent les véritables déséquilibres (dissection de formes où la part des héritages antérieurs est sans doute importante) et l'étude des formes de détail ou des modelés du même domaine, qui révèle une étroite dépendance vis-à-vis des conditions récentes et actuelles et de leurs variations. Aux deux ordres de grandeur correspondent des *temps de réponse* et sans doute des types de mécanismes différents qui interdisent toute transposition directe des observations d'une échelle à l'autre. Il n'est cependant pas question pour nous de tirer de l'impression de déséquilibre fournie par les formes majeures de fjell l'idée d'un immobilisme : l'étude de la morphogénèse à cette échelle comme à celle des modelés ne privilégie *à priori* aucune étape (ancienne, ou actuelle) plus qu'une autre, si ce n'est sur la base de l'inégale durée des types de conditions envisagés (par exemple, la brièveté de l'Holocène, qui implique une part relativement faible des actions qui lui reviennent).

Dans la recherche des types morphogéniques, la notion de *répartition géographique des dynamiques* passées et actuelles complète, et au-delà, celle de "déséquilibre", aux différentes échelles. Ainsi, dans le domaine "paléïque", la disposition des formations altérées peut ne pas refléter les toposéquences antérieures à l'intervention de ces processus, ni même les échelles d'altérabilité potentielle des roches, mais simplement, comme cela a depuis longtemps été remarqué (Barth, 1939 ; Linton, 1963, etc.) les effets d'un raclage glaciaire inégal et les possibilités d'intervention actuelle de l'eau liées à la topographie de raclage. Il serait donc illusoire de considérer sans autres arguments de tels modelés - et les formes associées - comme des

héritages préglaciaires, ou même d'en tirer des indications directes sur les modalités de la morphogénèse préglaciaire. La répartition des dynamiques glaciaires, elle-même liée en partie à la topographie, est tout autant responsable de ces dispositifs. A une autre échelle, il a pu être démontré dans d'autres régions que des processus de même nature jouant simultanément ou successivement à des niveaux différents (glaciers de cirque ou de vallée, par exemple), sont à l'origine de formes étagées simulant des vestiges de générations successives (cas des épaulements glaciaires des Alpes du nord : P. Veyret, 1968). Aussi les étagements, pas plus que des modelés considérés en première approche comme en "déséquilibre" par rapport à des conditions tendant à les détruire, ne peuvent-ils être qualifiés d'héritages de telle ou telle phase de l'évolution sans analyse approfondie.

Mieux que dans une approche chronologique fondée sur des a priori douteux, l'origine ou l'accentuation du contraste entre les grandes familles de formes, ainsi que l'inégale part des divers types d'héritages dans les paysages peuvent être compris au cours d'*une approche géographique portant sur la répartition des dynamiques en fonction du relief* (effets du relief et des étagements morphoclimatiques sur les modes d'englacement, sur les processus périglaciaires et sur les modes d'altération, phénomènes de canalisation de la glace, particularités morphogéniques des environnements côtiers). On peut d'ailleurs noter que l'influence du relief sur la répartition des dynamiques récentes et sur celle des modelés tend à faire apparaître cette donnée topographique comme une donnée pré-existante, un héritage. L'approche choisie nous amène cependant à prendre aussi en compte son évolution sous l'effet de ces mêmes dynamiques, spécialement dans le domaine des entailles où ces influences réciproques sont spectaculaires.

Fondée sur les relations mutuelles entre les dynamiques et le dispositif morphologique dans son état actuel, cette analyse peut paraître avoir une portée limitée. Améliorée par la prise en compte du

facteur évolution, elle est cependant la seule qui puisse fournir une base solide à tout essai d'identification d'héritages plus anciens et de compréhension globale des formes.

Les chapitres IV, V et VI, organisés en fonction de contrastes majeurs retenus en première analyse, constituent donc une étude géographique des modelés et de leurs relations avec les types morphostructuraux. Visant à la compréhension de deux types différents de logique des formes, ils concernent des types de paysages considérés dans leur ensemble comme des *systèmes* saisis à un moment donné de leur évolution. Les traces laissées par l'évolution morphoclimatique récente (chapitre III) y jouent un grand rôle, dans la morphologie comme dans les conditions de répartition des dynamiques actuelles. Mais bien d'autres composantes interviennent (formes héritées plus anciennes, structure, etc.) ; notre étude, qui tend à définir des personnalités géographiques, s'attache non seulement à identifier ces composantes, mais aussi à définir leurs relations mutuelles, leurs influences et leurs évolutions diverses à partir du moment où elles ont eu une expression morphologique. Par ce type d'approche peu suivi en Scandinavie (Rudberg, 1954, en partie) et trop souvent réservé à des études thématiques sur des aspects particuliers de l'évolution des formes (travaux de R. Dahl, Rapp, Markgren, Strömquist, par exemple, sur les modelés périglaciaires), nous pensons écarter une vision statique impropre à tout renouvellement méthodologique. Or, un tel renouvellement est nécessaire dans le traitement d'une question qui a longtemps fait l'objet d'a priori plus ou moins explicites. Les modelés ne sont donc pas présentés dans un catalogue conçu selon un plan chronologique. Leur signification est appréciée compte tenu de l'influence des facteurs structuraux et des effets des dispositifs morphologiques hérités des épisodes antérieurs ; ainsi peut être discutée la signification des aménagements de détail et des formes d'échelle moyenne par rapport à l'individualisation des grands volumes du relief. Les enseignements des modelés et des formes sur l'importance des dynamiques correspondantes dans l'évolution des paysages (rôle majeur, ou de simple retou-

che) peuvent ainsi être envisagés sur une base géographique, de même que la signification chronologique du contraste entre les grandes familles de formes.

La valeur de cette approche resterait cependant purement indicative si ses résultats n'étaient pas confrontés avec ceux de l'analyse morphostructurale. Les recherches menées dans les régions de socle voisines (Ecosse : Godard, 1965) ont en effet montré que les types de contrôle structural au niveau des modelés, comparés à ceux qui révèlent les formes majeures, reflètent bien les types de processus impliqués aux diverses échelles (prédominance d'agents mécaniques, ou des agents physico-chimiques de l'altération, par exemple). Ils constituent donc une source de renseignements indirects sur les modalités de la morphogénèse ; ces renseignements sont irremplaçables en l'absence de formations corrélatives proches. La définition des systèmes morphogéniques responsables de l'aspect et de l'organisation des paysages actuels sera donc fondée dans les chapitres IV, V et VI sur *l'analyse des modelés*, sur l'étude de *leur signification en fonction de leur place dans les systèmes de formes* et donc en fonction de la répartition géographique des dynamiques correspondantes, et sur *le rôle des processus responsables de ces modelés dans la mise en valeur de la structure*. Ainsi seulement pourra être tentée la définition de la part des différents systèmes morphogéniques dans la formation des paysages ; cette démarche est nécessaire à la compréhension des échelles de résistance qui s'expriment dans les grandes lignes des paysages et constitue un préalable à tout essai de reconstitution de l'évolution des formes (livre III).

Chapitre III

Les systèmes morphogéniques "froids": caractéristiques, contexte et domaines d'intervention

Chapitre III

Les systèmes morphogéniques "froids", caractéristiques, contexte et domaines d'intervention

INTRODUCTION

Communément considérée comme une contrée au "relief glaciaire", la Norvège est devenue un terrain classique de recherche sur les marques laissées par les glaciers, après avoir été le cadre des travaux de quelques pionniers de la "théorie glaciaire" (Esmark, 1824). Ce n'est pourtant qu'après les développements de cette théorie en Suisse, puis en Allemagne du nord et dans les Iles Britanniques que Kjerulf (1858) s'intéressa aux processus de l'érosion glaciaire et que Helland (1877) reprit et développa la notion d'inlandsis en l'appliquant à la morphologie et à la géologie du Quaternaire de Norvège. Les études se sont ensuite multipliées et diversifiées, au point de faire de certains paysages glaciaires norvégiens des exemples classiques, dont les noms sont passés dans le vocabulaire géographique universel ("fjell", "fjord").

Les régions des Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jotun sont précisément parmi les plus étudiées de la Scandinavie. La présence de formes d'érosion typiques et d'une exceptionnelle ampleur l'explique en partie (Sognefjord). Mais on peut déceler d'autres raisons à l'intérêt qu'elles suscitent. Toutes les deux sont *des régions de montagne*, fortement marquées par des épisodes de glaciation locale qui ont laissé des traces fraîches et bien interprétables. Le Jotunheim et le plateau du Jostedalsbre possèdent d'ailleurs *des glaciers actifs*, dont le plus vaste d'Europe : ainsi peuvent non seulement y être analysées les formes héritées, mais aussi les dynamiques glaciaires actuelles. En outre, ces deux régions, qui se situent respectivement sur une façade maritime et au coeur des montagnes scandinaves, ont été reconnues comme des secteurs-clé pour la discussion des processus de l'englacement (problème *des centres de glaciation)* et des éventuels "*refuges*", nunataks ou régions côtières excentrées ayant pu échapper à cet englacement.

L'abondance de la littérature signifie-t-elle pour autant que la part de la morphogénèse due aux glaciations quaternaires et plus généralement aux conditions "froides" soit bien connue ? Une grande partie des travaux est consacrée à la géologie glaciaire : y sont identifiés et datés des dépôts et des phases glaciaires relevant

essentiellement de la période de recul et de disparition du dernier inlandsis. Les études de morphologie proprement dite occupent une place plus restreinte. Elles portent pour la plupart sur les effets de l'érosion glaciaire dans les massifs montagneux et le long des grandes vallées et des fjords: le domaine des plateaux et des régions peu accidentés est généralement considéré comme moins retouché, et reste de ce fait peu étudié. Le caractère fragmentaire des recherches se confirme dans ces régions avec l'absence de considérations sur la part des processus périglaciaires dans la genèse des formes, en dehors d'allusions éparses (Ahlmann, 1919 ; Møller et Sollid, 1973) et d'études locales (Barsch et Treter, 1976, par exemple); la situation est différente de celle d'autres montagnes scandinaves (en Suède et dans les massifs limitrophes, notamment), où ce thème a été systématiquement traité (travaux de Rapp, Rudberg, R.Dahl, Markgren; carte morphogique régulière à 1/250 000).

Il n'est pas dans notre propros de dresser, après bien d'autres, un inventaire des formes et des modelés glaciaires et périglaciaires, ni d'étudier les processus et les modelés pour eux-mêmes. Il s'agit de définir la répartition géographique et les domaines d'intervention de dynamiques qui ont toutes laissé leurs marques spécifiques, sans privilégier *a priori* tel ou tel type d'action. Il nous paraît essentiel de souligner que cette étude ne se confond pas seulement avec celle des glaciations : celles-ci, avec leur cortège de processus "froids" très variables dans le temps interviennent en alternance avec des périodes de climat voisin de l'actuel ou plus clément, où le domaine froid se restreint aux massifs montagneux et aux plateaux les plus élevés. C'est donc une succession complexe de systèmes morphogéniques qui est envisagée, son originalité résidant dans l'intervention répétée - et bien identifiable - des glaciers. L'étude de leur dynamique ne doit pas faire oublier qu'elle intervient dans un continuum, et que des actions qui s'exerçaient avant les glaciations continuent à s'exercer entre elles ou pendant certaines de leurs phases.

Les paysages hérités de cette évolution ne sont pas figés : l'étude des conditions actuelles est également nécessaire à la compréhension des modelés ; cette étude peut en outre servir de référence à l'idenfitication des processus passés. Axée sur l'analyse des conditions "froides", qui paraissent les plus agressives et les plus

déterminantes dans l'évolution récente des paysages, elle ne néglige pas pour autant l'existence de conditions franchement tempérées, dont les effets peuvent éclairer certains des processus morphoclimatiques pré- et interglaciaires. Les épisodes les plus marquants, ceux dont les effets sur l'organisation des paysages et les modelés posent le plus de problèmes dans un essai sur la genèse des formes, restent cependant ceux des grandes glaciations : nous en présenterons les caractéristiques -extension, durée, extrême variabilité dans le temps - en insistant sur les épisodes les mieux connus (la glaciation weichselienne et ses phases terminales) et sur la diversité des conditions qu'ils induisent au sein des régions concernées.

I - DES CONDITIONS GLACIAIRES ET PERIGLACIAIRES ACTUELLEMENT RESTREINTES AUX MONTAGNES ET AUX HAUTS PLATEAUX.

Les Lofoten-Vesterålen et le Sogn-Jotun sont essentiellement des régions de montagne. Les grandes lignes de leur climat dépendent de facteurs géographiques ou régionaux (position en latitude, position par rapport à la circulation atmosphérique et aux grandes dissymétries commandées par la disposition du bourrelet scandinave). Mais l'altitude, le relief et les conditions topoclimatiques contrôlent étroitement la répartition des domaines périglaciaires et englacés, où une morphogénèse plus ou moins active s'exerce en imprimant sa propre marque dans les paysages.

A. Caractéristiques climatiques des Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jotun

1. Le contexte macroclimatique

a. les grands types de circulations

Le bourrelet scandinave s'étend sous des latitudes subarctiques et arctiques, entre 58 et 71° N. *Le bilan radiatif annuel est fortement négatif ;* le déficit est de 45000 cal/cm^2/an au sud, et il atteint au nord 72000 cal/cm^2/an (Werner-Johannessen, 1977). Mais la circulation atmosphérique et la position des Scandes sur la rive orientale de l'Atlantique nord et de la mer de Norvège compensent ce facteur de refroidissement. Le climat ne se fait rigoureux qu'à l'intérieur des terres

en altitude, et dans l'extrême nord de la Norvège ; il s'oppose ainsi aux conditions périglaciaires du Labrador et du Groenland, malgré des latitudes comparables. Expression très accentuée de la classique dissymétrie entre les façades occidentales et orientales des continents aux latitudes moyennes et élevées, cette caractéristique est liée à la configuration du nord-est de l'Atlantique : la "bouche de chaleur de l'Arctique" est en effet parcourue par le prolongement de *la dérive nord-atlantique*, qui longe la façade norvégienne et se poursuit jusqu'au Spitsberg et aux abords de la Mer de Barents (la température de surface de la mer, par 70° N et 10° E, est de 10° C en août, 6° C en février). L'ouest scandinave étant entièrement concerné par le flux atmosphérique zonal d'ouest, et affecté par une circulation dominante de SW dans les basses couches, reçoit ainsi tout au long de l'année des masses d'air qui ont pu se réchauffer et s'humidifier sur l'océan. A cet apport thermique indirect par l'ouest s'ajoute d'ailleurs *l'apport direct de chaleur latente lié à l'activité cyclonique* intense le long du front polaire.

Du fait de l'importance des phénomènes advectifs, le climat norvégien est fortement marqué par la disposition du bourrelet scandinave en *une longue barrière orientée du SSW au NNE*. Ainsi, les montagnes du sud de la Norvège se dressent contre les vents de SW et d'W, mais aussi contre les vents froids et secs de secteur est ; le Dovrefjell et les hauts plateaux du Trøndelag méridional servent de barrière aux vents de secteur nord, et de secteur S à SE. L'Østlandet, partie de la Norvège correspondant au versant SE du bourrelet, à l'E et au SE du Jotunheim, se trouve donc sous le vent par rapport aux circulations dominantes ; au contraire, le Vestlandet connaît une prédominance absolue des influences advectives de secteur ouest. La même dissymétrie se retrouve plus au nord, la façade occidentale du bourrelet étant également soumise aux advections atlantiques de secteur nord, et relativement abritée par rapport aux flux de SE et aux masses d'air élaborées sur le continent. Ainsi s'expliquent les grandes oppositions d'échelle macro- et mésorégionale , dans les types de temps comme dans les températures et les précipitations ; leurs caractères sont franchement océaniques sur l'étroite façade ouest fortement arrosée et marquée par le rôle de volant thermique de la mer, et nettement continentaux vers l'intérieur et sur le versant oriental.

Etablies sur des moyennes de 30 ans, les caractéristiques climatiques sont l'expression des successions habituelles de types de temps. Celles-ci sont fortement marquées en Norvège par la circulation d'ouest dominante que commandent les grands centres d'action de l'Atlantique (anticyclone des Açores, dépression de l'Islande). La circulation d'ouest est active toute l'année et s'accompagne, malgré le balancement saisonnier du front polaire entre la Mer de Barents et les régions de l'Europe moyenne ou méridionale, d'une prédominance de *types de temps advectifs* reflétant le *passage de familles de perturbations cycloniques* élaborées pour la plupart sur les côtes NE de l'Amérique (parages de Terre Neuve ; Werner Johannessen, 1977). A ces passages sont associées des incursions de masses d'air dont les caractéristiques et la fréquence varient selon les saisons. L' *hiver* est marqué par une forte activité des perturbations atlantiques et des temps de SW, avec des advections d'air tiède et humide, alternant avec de nombreuses coulées d'air polaire maritime de NW ; cette circulation intéresse surtout la façade occidentale, tandis que l'intérieur, souvent affecté par une situation anticyclonique voit s'élaborer des masses d'air froid débordant parfois vers les côtes le long des fjords et des vallées ("vintermonsun" : "mousson d'hiver"). Le blocage par les hautes pressions se poursuit encore au *printemps*, mais laisse plus souvent pénétrer les advections atlantiques, parmi lesquelles les arrivées d'air tiède et humide de S et SW se font plus fréquentes. Les passages de perturbations sont moins nombreux en *été*, tandis que les apports d'air maritime se poursuivent vers les régions intérieures plus chaudes, spécialement le long des fjords et des vallées ("mousson d'été"), assurant une humidité et nébulosité qui ne s'atténue que par situation anticyclonique. Le début de l'*automne* coïncide avec le retour de bilans radiatifs négatifs et avec l'accroissement des types de temps perturbés. Au total, *les types de temps radiatifs* sont donc assez peu fréquents dans les Scandes, sauf dans les régions les plus internes ou abritées par rapport aux vents de secteur ouest (Østlandet).

b. la diversité climatique

Influences atlantiques, relative rareté des temps radiatifs, sauf à l'intérieur et dans une extrémité septentrionale que sa latitude et son incurvation vers l'est engagent plus nettement dans l'Arctique,

effets du relief : ainsi s'explique *une assez grande diversité climatique* au sein même du bourrelet scandinave et sur ses flancs, qu'il est possible d'exposer en utilisant la classification de Köppen.

La plus grande partie de la façade maritime, jusqu'à Sørøya (Finnm rk occidental) est caractérisée par un *climat C*, tempéré humide, où 17° C $\geqslant$ Tc $>$ 10°C, et Tf -3°C (Tc: température moyenne du mois le plus chaud; Tf : température moyenne du mois le plus froid). De plus en plus étroite vers le nord, cette bande côtière est caractérisée par une forte humidité, une nébulosité importante, des précipitations à maximum d'hiver et d'automne très abondantes sur les reliefs (fig. 81) , des vents forts et une amplitude thermique annuelle modérée (fig. 82). Le reste des Scandes est essentiellement le domaine du *climat D*, dit aussi continental ou boréal, qui caractérise l'Østlandet, le Finnmark, le Troms, l'intérieur du Nordland (parfois jusqu'à la côte), l'intérieur du Trøndelag et une partie de l'intérieur de la Norvège centre-sud à l'ouest de la ligne de faîte. Ces régions sont caractérisées par 17° C $\geqslant$ Tc $>$ 10° C et -3° C $\geqslant$ Tf $>$ -38° C, par de fortes amplitudes thermiques annuelles, par des précipitations moins élevées à maximum d'été, et par une assez faible nébulosité. Cette dernière caractéristique s'accentue dans les régions les plus abritées, où l'on voit apparaître un *climat B* ($P \leqslant (20{,}7T + 146)$mm) : NE du Jotunheim et Ottadal, certains points du Finnmark. Mais le relief introduit une modification encore plus importante : si le *climat Eht* (climat de toundra subarctique où 10° $\geqslant$ TC $>$ 6°C, et 2° $\geqslant$ Tf $>$ -8°C) ne se trouve près du niveau de la mer que sur la côte nord du Finnmark, il affecte aussi de larges parties du territoire norvégien du fait de leurs fortes altitudes, et ceci par définition dès que l'on se situe au-dessus de l'isotherme 10°C pour le mois le plus chaud : c'est ainsi toute la zone faîtière des Scandes qui se trouve rattachée au domaine subarctique , les plus hauts sommets connaissant même un climat arctique (-8° $>$ T $>$ -38°C).

Le relief intervient aussi à l'échelle locale, par temps advectif (déviations du vent, ascensions forcées, situation d'abri) comme par temps radiatif (effets thermiques liés à l'exposition, à la pente etc...). Jointes aux effets de l'étagement, ces influences multiplient ainsi les types de temps et les climats locaux, et aussi,

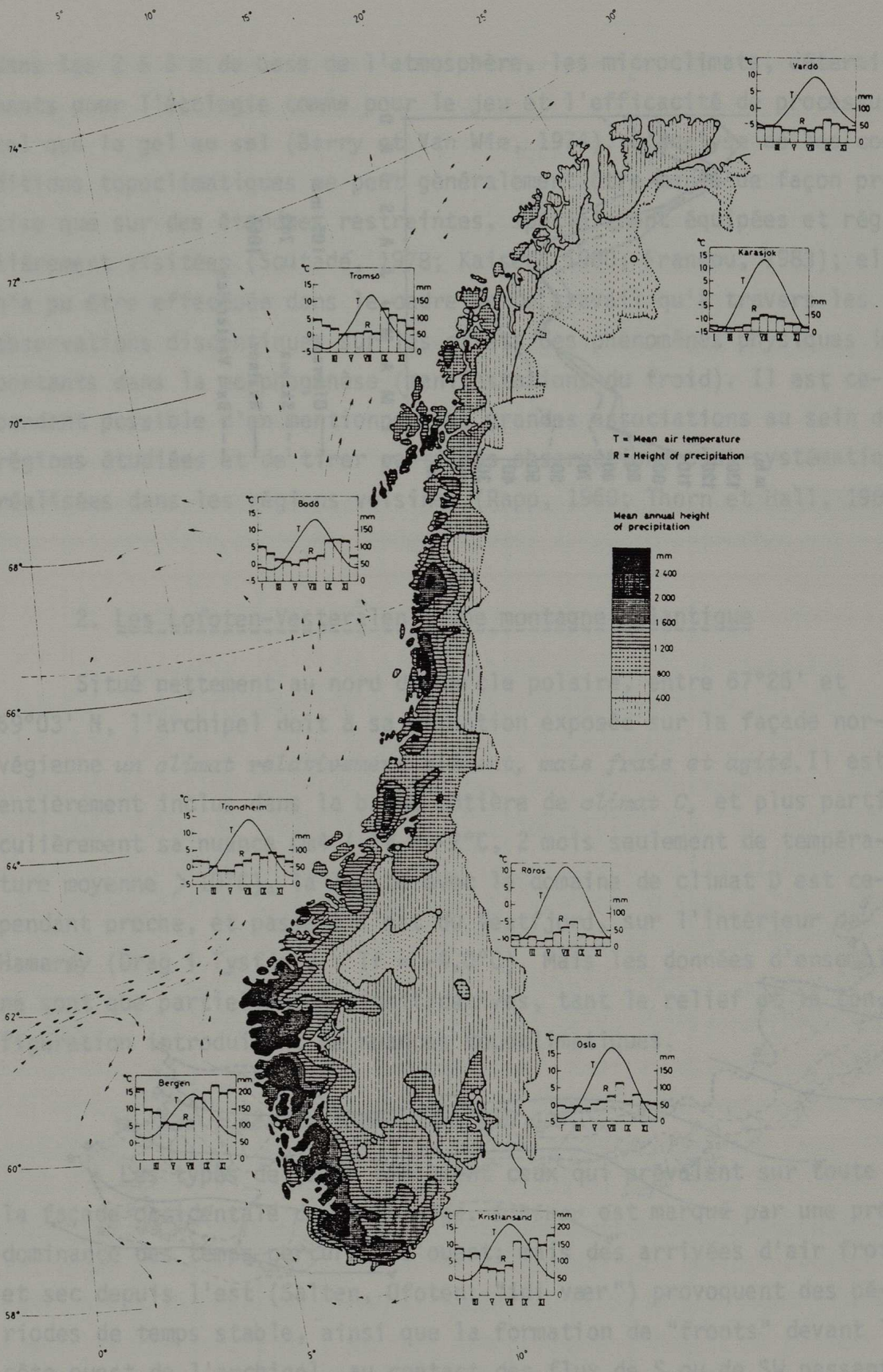


Figure 81 : Carte des précipitations en Norvège, avec diagrammes ombrothermiques. D'après Johannessen (1977).

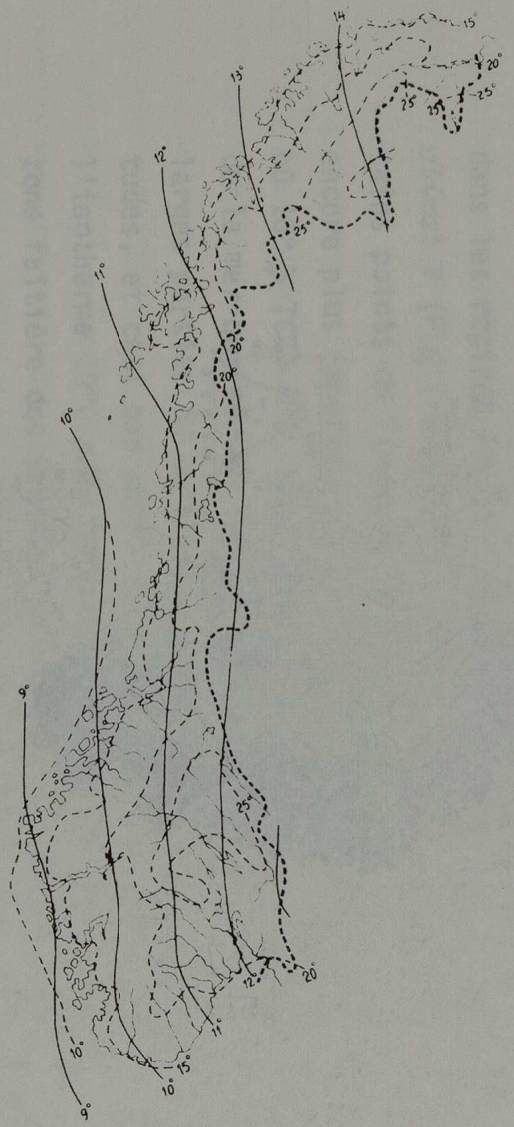


Figure 82 : Carte des amplitudes thermiques annuelles au niveau 850 mb (courbes pleines) et à 2m au-dessus du sol (tiretés). Johannessen ,1977.

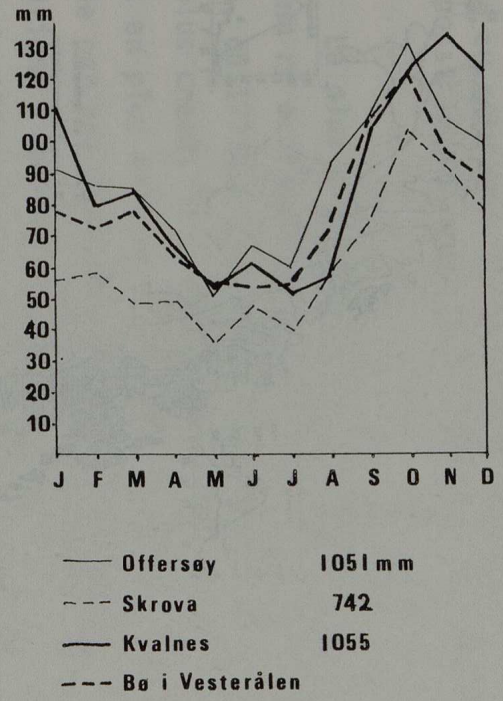


Figure 83 : Courbes des précipitations dans quatre stations des Lofoten-Vesterålen.

dans les 2 à 3 m de base de l'atmosphère, les microclimats, déterminants pour l'écologie comme pour le jeu et l'efficacité de processus tel que le gel au sol (Barry et Van Wie, 1974). L'analyse de ces conditions topoclimatiques ne peut généralement être menée de façon précise que sur des étendues restreintes, spécialement équipées et régulièrement visitées (Soutadé, 1978; Kaiser, 1980; Francou, 1983); elle n'a pu être effectuée dans le cadre de ce travail qu'à travers les observations discontinues sur les effets des phénomènes physiques importants dans la morphogénèse (manifestations du froid). Il est cependant possible d'en mentionner les grandes associations au sein des régions étudiées et de tirer parti des observations plus systématiques réalisées dans les régions voisines (Rapp, 1960; Thorn et Hall, 1980).

2. Les Lofoten-Vesterålen : une montagne atlantique

Situé nettement au nord du Cercle polaire, entre 67°25' et 69°03' N, l'archipel doit à sa situation exposée sur la façade norvégienne *un climat relativement clément, mais frais et agité*. Il est entièrement inclus dans la bande côtière de *climat C*, et plus particulièrement sa nuance Cm4 (Tf > -2°C, 2 mois seulement de température moyenne > 10°C), la limite avec le domaine de climat D est cependant proche, et passe à l'est du Vestfjord, sur l'intérieur de Hamarøy (Drag i Tysfjord : Tf = -4,0°C). Mais les données d'ensemble ne sont que partiellement significatives, tant le relief et la configuration introduisent de nuances topoclimatiques.

a. les types de temps (tableau 10).

Les types de temps reflètent ceux qui prévalent sur toute la façade occidentale de la Norvège. *L'hiver* est marqué par une prédominance des temps perturbés d'ouest; mais des arrivées d'air froid et sec depuis l'est (Salten, Ofoten: "idi vær") provoquent des périodes de temps stable, ainsi que la formation de "fronts" devant la côte ouest de l'archipel, au contact des flux de S ou de SW passant sur la mer : ces situations peuvent engendrer des ascendances forcées et le développement de cumulonimbus sont les fortes précipitations s'ajoutent dans les totaux hivernaux des stations de la façade exter-

	N-NE	E-SE	S-SW	W-NW
Hiver	12,6	24,1	42,9	20,4
Eté	34,3	13,4	20,1	32,2

Tableau 10 - Types de temps aux Iles Lofoten
(directions des grandes circulations, en pourcentage). D'après Mook, 1975.

Températures moyennes mensuelles	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Lofoten externes													
Røst	1,4	0,7	1,3	3,0	5,5	8,3	11,5	11,6	9,6	6,7	4,6	2,9	5,6
Glåpen Fyr	0,3	-0,4	0,2	2,1	5,5	9,0	12,6	12,1	9,2	5,9	3,6	1,7	5,2
Eggum	-0,1	-0,7	0,0	2,5	5,7	8,8	12,0	11,8	9,2	5,8	3,3	1,6	5,0
Kvalnes	0,1	-0,6	0,2	2,8	5,8	9,1	12,5	11,9	9,4	5,7	3,2	1,3	5,1
Borge	-0,7	-1,3	-0,3	2,0	5,4	8,8	12,2	12,2	8,9	5,2	2,6	0,9	4,7
Lofoten internes													
Skrova	-0,2	-0,9	-0,2	2,1	5,7	9,6	13,7	12,8	9,5	5,9	3,3	1,4	5,2
Vestfjord-Tysfjord													
Offersøy	-2,0	-2,5	-1,4	1,7	5,9	10,0	14,1	12,7	8,8	4,5	1,5	-0,4	4,4
Drag i Tysfjord	-3,8	-4,0	-2,3	1,4	5,9	10,3	14,6	12,8	8,3	3,6	0,2	-1,9	3,8
Vesterålen													
Bø	-1,0	-1,5	-0,7	1,9	5,6	9,5	13,1	12,3	8,9	5,2	2,4	0,7	4,7
Kleiva	-1,6	-2,0	-0,9	2,0	5,7	9,9	13,8	12,5	9,1	4,8	1,7	0,0	4,6
Andenes	-0,9	-1,5	-0,6	1,8	4,9	8,1	11,3	11,3	8,6	5,0	2,2	0,6	4,2
Précipitations													
Glåpen Fyr	153	117	125	100	76	69	51	88	160	202	196	190	1527
Kvalnes	110	80	84	67	52	62	52	65	103	124	134	122	1055
Offersøy	91	86	85	72	51	67	59	93	108	132	107	100	1051
Skrova	56	58	48	49	36	48	40	59	75	104	92	77	742

Tableau 11 - Températures moyennes mensuelles et annuelles des Lofoten-Vesterålen.

ne à celles des perturbations atlantiques. L'atmosphère est moins agitée en *été*, période au cours de laquelle les gradients de pression entre le continent et la mer s'atténuent. Les vents froids de NE sont fréquents au début de l'été, alors que les terres se réchauffent et que la mer reste fraîche; les vents d'E et de SE soufflent ensuite plus souvent, depuis l'intérieur, lorsque les perturbations passent au S et au SW de l'archipel : ils sont responsables de quelques périodes de beau temps, accompagnées de brouillard sur les côtes ouest ("sommertåken"), et dont la durée dépasse rarement quelques jours. En effet, les passages de perturbations ne sont pas rares et font alterner les précipitations frontales, les temps à stratus et crachin de secteur chaud, et les temps frais et instables d'W et de NW, accompagnés de pluie, parfois de neige fondue (sludd) jusqu'en juillet.

b. la diversité des conditions climatiques

Cependant, la largeur et surtout le relief de l'archipel introduisent des dissymétries et des situations d'abri *qui multiplient les types locaux de temps et de climats*. Les données disponibles concernent surtout les parties basses des îles, au voisinage du niveau de la mer (fig. 83 et tableau 11). Les précipitations, partout marquées par un net minimum d'été (juillet) varient fortement selon l'exposition et le relief. Modestes sur les îles plates de l'extrémité SW (Røst : 709 mm), elles sont de l'ordre de 1500 mm sur les façades escarpées des Lofoten SW, de l'ordre de 1000 mm ailleurs, jusque sur les rives de la partie intérieure du Vestfjord (Offersøy). Aucun chiffre n'existe pour les montagnes, mais il est probable que les versants et les sommets exposés aux masses d'air humide (sud de Moskenesøy, nord d'Austvågøy, façade ouest des Vesterålen) reçoivent deux à trois fois plus d'eau (de l'ordre de 1700 ou même 3000 mm): Mook, 1975; Moe, 1979. Les secteurs abrités, comme la plaine intérieure de Vestvågøy ou même les vallées NS de Flakstadøy sont moins arrosés, et il n'est pas rare, par temps d'ouest ou de SW ("ytli vær") de recevoir de fortes pluies à Ramberg tandis que les nuages ne passent pas la haute crête du Stortind-Stjernhodet et que le Flakstaspollen, 3 km à l'est de Ramberg, reste épargné. De même, l'îlot de Skrova, à l'abri du versant sud des hautes montagnes d'Austvågøy, ne reçoit que 742 mm; l'intérieur de Hamarøy n'est probablement pas plus arrosé. Mais la forte nébulosité d'ensemble (tableau 12), à peine

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Lofoten	clair	1,9	2,3	3,0	2,7	3,2	2,8	3,0	2,4	1,5	1,2	1,8	2,4
orientales	couvert	13,5	12,2	12,8	12,9	13,0	13,3	13,6	13,9	14,4	14,8	12,8	13,1
Voerøy	clair	0,5	0,8	1,6	1,8	2,6	2,0	1,7	0,9	0,5	0,4	0,8	0,7
Røst	couvert	14,0	12,8	12,5	12,4	12,6	13,0	12,5	12,2	14	16,9	15,6	13,4

Tableau 12 - Nébulosité dans les Iles Lofoten (période 1960-1969). D'après Mook (1975). En jours par mois.

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Lofoten	%	42	33	22	53	82	96	100	100	98	82	62	54
orientales	n	18,7	18,9	25,1	15,6	0,3	0	0	0	0	1,6	9,8	16,0
Voerøy	%	52	38	37	58	86	97	100	100	99	84	64	57
Røst	n	8,8	13,0	15,0	4,0	0,1	0	0	0	0	0	5,0	8,4

Tableau 13 - Pourcentage de précipitations liquides et nombre de jours avec couverture neigeuse dans les Iles Lofoten (Mook, 1975 ; période 1960-1969).

atténuée en hiver et au début du printemps,s'ajoute à l'humidité relative toujours comprise entre 73 et 90% (moyennes mensuelles) et à la fréquence des précipitations pour conférer à l'archipel *une ambiance humide* ne se modérant que localement (intérieur de Hamarøy).

D'octobre (Lofoten internes) ou novembre à mai, une partie des précipitations tombe sous forme de *neige*. Cette part s'accroît vers l'est, et devient maximale en mars, sans donner cependant de manteau réellement durable (tableau 13). Ces conditions varient avec l'altitude, selon un gradient plus fort dans cette région océanique que dans les régions intérieures(Kravtsova, 1972), sans que les données chiffrées permettent de préciser dans quelle mesure (cf. infra, B,3).

Le même problème se pose pour *les températures*. Elles sont fraîches dans tout l'archipel, au niveau de la mer. Les moyennes annuelles (tableau 11) montrent simplement une légère décroissance du SW (Røst: 5,6°C) vers le nord (Bø i Vesterålen : 4,7°C; Andenes: 4,2°C) et vers l'intérieur (Borge: 4,7°C; Offersøy: 4,4°C), mais la présence du Vestfjord corrige partiellement cette dernière tendance (Skrova : 5,2°C). L'océan joue son rôle classique d'adoucisseur et de volant thermique. Au SW, Røst et Værøy n'on pratiquement pas d'hiver (0,7°C pour le mois le plus froid; les moutons restent dehors toute l'année), mais pas d'été non plus (11,6°C pour le mois le plus chaud). L'amplitude thermique, de l'ordre de 11° à 13°C sur la façade océanique de l'archipel (Røst, Eggum, Kvalnes, Andenes) augmente rapidement vers l'E et le SE, passant à 13,5°C dans l'intérieur de Vestvågøy (Borge), à 14-15°C sur les rives du Vestfjord, 16°C sur celles de l'Ofoten et du Sortlandssund (Offersøy, Kleiva), et enfin à près de 18°C dans l'intérieur de Hamarøy (Drag i Tysfjord : 18,6°C). Si les étés restent toujours assez frais et ne s'affirment que dans Hamarøy (14,1 et 14,6°C en juillet pour les stations voisines d'Offersøy et de Drag i Tysfjord), ce sont surtout les hivers qui se font plus rigoureux, avec des moyennes passant de 0,7°C en février pour Røst à - 0,7°C pour Eggum, -1,5°C pour Bø et Andenes (soit une décroissance vers le nord), -2°C pour Kleiva, -2,5°C pour Offersøy et -4°C pour Drag i Tysfjord, où la moyenne reste négative pendant quatre mois. Parallèlement, les amplitudes diurnes croissent vers l'intérieur, en été surtout; le vent et l'absence d'ensoleillement les réduisent partout en hiver, saison au cours de laquelle les périodes de gel, par vent d'est, ne prennent quelque durée qu'en arrière de la façade.

La région des Lofoten-Vesterålen est donc loin de constituer un milieu froid. Cependant, les nuances exposées plus haut ne montrent que des tendances régionales, enregistrées au niveau de la mer. Le relief introduit, comme pour les précipitations, deux types de différenciations locales. Certaines sont liées aux perturbations orographiques de la circulation régionale,ou à l'établissement de circulations locales parfois très influentes ; c'est le cas des brises de montagne très froides qui en hiver peuvent dévaler les principales vallées et les fjords (par exemple l'Olderfjorddal, sur Austvågøy). Mais les plus importantes différenciations sont liées à l'altitude. Compte tenu d'un gradient thermique moyen de 0,7°C par 100 m (Ahlmann, 1922), l'isotherme annuelle de 0°C est rencontrée dès 740m sur Moskenesøy, 720 à 670 m sur Vestvågøy et Austvagøy, 670 à 600 m dans les Vesterålen et sur Hamarøy ; les sommets appartiennent donc au domaine froid. Selon le même gradient, on peut considérer que le climat E ht de toundra subarctique caractérise les reliefs dès 300 m sur Moskenesøy, 350 m sur Vestvågøy, 450 à 500 m sur la partie intérieure de l'archipel. Hamarøy, elle, reste comprise dans une nuance rigoureuse du climat D jusqu'à 500 à 600 m d'altitude, ce qui se traduit par une élévation de la limite supérieure des formations arborées.

c. principaux aspects du couvert végétal

Ces conditions s'ajoutent à la fréquence et à la force des vents (les forts vents dits "kuling" soufflent pendant la moitié de l'hiver sur les Lofoten, pendant 3% du temps en été) pour expliquer la présence d'*un manteau végétal bas,* de type toundra : ces montagnes vertes ne sont pratiquement pas boisées, la dégradation climatique subatlantique et l'intervention de l'homme depuis le néolithique ayant probablement accru ce caractère (Værøy : K.O.Griffin, 1976). La végétation arborée n'existe qu'à basse altitude dans les endroits abrités (bosquets ou peuplements clairsemés de Betula alba et surtout de B tortuosa, plus importants à l'intérieur des Vesterålen, petits boisements artificiels d'épicéas). Mais elle est plus vigoureuse sur Hamarøy, où les boisements de pins caractérisent le bassin de Presteid et les strandflats du nord (Tranøy). Ailleurs, les peuplements des marais et des tourbières ombrotrophes, à sphaignes, ériophores,Carex, Salix, alternent avec des pelouses plus ou moins étoffées (Festuca

ovina, etc) développées sur les formations meubles perméables, et les tapis d'Empetrum, Vaccinium, Betula nana et fougères qui colonisent les roches et les éboulis). Cette flore s'apprauvrit partout au-dessus de 400 m d'altitude, laissant de plus en plus affleurer la roche.

Ainsi, le vent, qui détermine en partie les caractéristiques du couvert végétal, mais aussi celle du manteau neigeux (cf. infra,p.454), apparaît comme un élément aussi important que la géographie des températures dans l'intervention du froid au niveau du sol : c'est une illustration de la prépondérance des influences advectives dans le climat de l'archipel.

3. Diversité, dissymétries et grands étagements du Sogn-Jotun

Malgré sa latitude moins élevée (entre 60°40' et 61°55' N), la région du Sogn-Jotun doit à sa continentalité et surtout à son relief *un climat dans l'ensemble plus rigoureux que celui des Lofoten-Vesterålen*. Mais son extension sur le faîte et les deux versants du bourrelet scandinave, les forts contrastes orographiques et l'étagement multiplient les types climatiques, le *caractère montagnard* restant le seul facteur d'unité. C'est ainsi que des climats doux de type C sont représentés le long des fjords de la façade occidentale, tandis que le climat D, plus ou moins rigoureux, caractérise tout le versant oriental et les plateaux, se dégradant à haute altitude en climat de type E.

a. les types de temps

Les nuances dans les grandes successions de types de temps reflètent les grandes divisions régionales des Scandes. Le Sogn ne doit qu'à la massivité de ses hautes terres l'existence de nuances par rapport au reste de la façade occidentale. Les temps perturbés atlantiques prédominants en *hiver* s'accompagnent de fortes précipitations de front froid et d'une forte nébulosité de front occlus (nimbostratus) plongeant les montagnes dans le brouillard pour de longues périodes. Les vents sont forts, et les tempêtes de neige, abondantes surtout en fin d'hiver, alternent avec des redoux importants. A l'inverse, le faîte et le versant oriental (Valdres) sont moins touchés par ces advections, et plus exposés aux temps de SE, qui en-

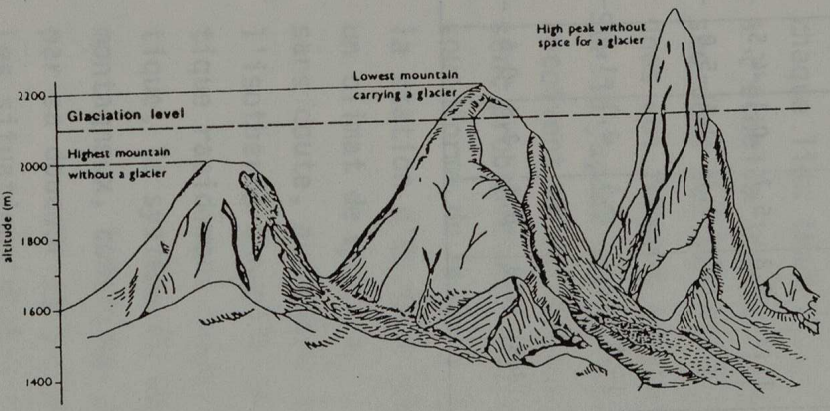
gendrent de fortes chutes de neige sur le Valdres ; les périodes plus prolongées de temps stable, anticyclonique, permettent l'élaboration d'air froid et sec sur les plateaux enneigés, cet air pouvant s'écouler vers les vallées et les fjords du Sogn og Fjordane. Cette situation se poursuit au printemps sur le versant oriental, par temps de NW, jusqu'au mois de mai, ce qui s'accompagne d'une sécheresse marquée, de fortes amplitudes diurnes et de gelées prolongées en moyenne montagne. C'est encore cette région qui se singularise en *été*, par rapport au versant occidental qui voit diminuer la fréquence des temps perturbés d'ouest : le fort réchauffement engendre par convection une nébulosité plus forte qu'en hiver et un maximum de précipitations en juillet-août, avec des manifestations orageuses ; c'est là, la marque d'un climat continental accentué. Le retour précoce de l'automne dans ces régions s'accompagne d'ailleurs d'un regain d'activité des circulations de SE, responsables de nouveaux abats d'eau et d'une nébulosité aussi forte que sur la façade occidentale.

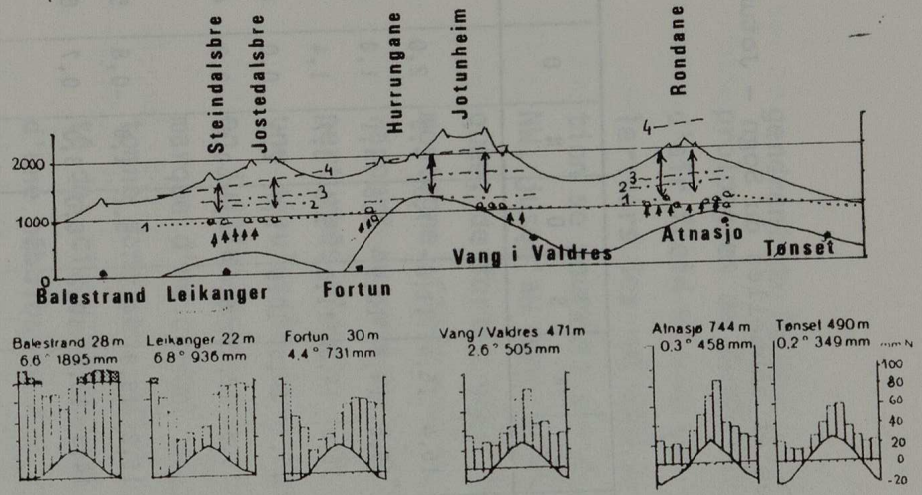
b. les types climatiques

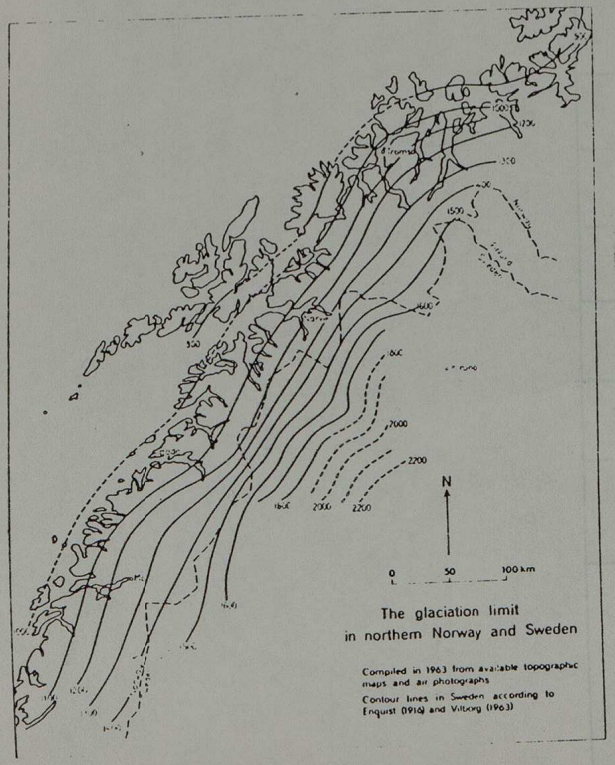
Plus que ces différences macrorégionales, le climat réel en chaque lieu traduit les énormes contrastes de relief et d'exposition à l'échelle locale. Les données sont d'ailleurs beaucoup plus nombreuses dans les vallées et les fjords que sur les plateaux et les montagnes qui forment l'essentiel de ce territoire (tableau 14 et fig.84). Sur la *façade ouest*, les plateaux et les montagnes exposés à l'ouest recoivent de fortes précipitations (Balestrand : 1895 mm), qui dépassent probablement 2000 mm en altitude, et tombent en grande partie sous forme de neige. Les données thermiques manquent, mais celles de la station d'Opstryn (201 m) indiquent pour le nord du Jostedalsbre un climat de type C m_3 , qui se dégrade avec l'altitude en climat D et sans doute, au-dessus de 800 ou 900 m (altitude correspondant à l'isotherme annuelle de 0°C) en climat E. Au sein de ce domaine atlantique rapidement transformé avec l'altitude en milieu de type subarctique, le système du Sognefjord, évidé jusqu'au coeur du bourrelet montagneux, constitue un milieu privilégié, tout à fait exceptionnel par sa douceur et ses précipitations modérées (environ 800 mm).
Les situations d'abri sont fréquentes le long de ce vaste bras de mer pourtant ouvert à l'ouest : les rives du Sogndalsfjord, du Lustrafjord

Tableau 14 - Températures moyennes mensuelles et annuelles du Sogn - Jotun

Températures moyennes mensuelles	Alt.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	
SOGNEFJORD															
Balestrand	28	0,1	0,1	2,5	5,7	11,0	13,9	16,4	15,4	11,6	7,3	4,3	2,0	7,5	Cm2
Vangsnes	53	-0,1	-0,3	1,7	5,0	10,0	13,0	15,5	14,6	10,9	6,8	4,1	1,8	6,9	Cm2
Leikanger	22	-0,6	-0,6	1,7	5,5	10,4	13,6	16,0	14,9	11,0	6,6	3,7	1,4	7,0	Cm2
Laerdal	36	-2,7	-2,6	0,9	5,5	10,4	13,3	15,7	14,6	10,5	5,7	2,3	0,0	6,1	CT2
Luster sana	484	-4,1	-4,2	-1,7	2,0	7,5	11,0	13,5	12,4	8,4	4,0	0,6	-2,0	4,0	D3
JOSTEDALSBRE-NORDFJORD															
Fjaerland	10	-3,6	-3,2	-0,3	4,3	9,8	12,9	15,2	13,8	9,7	5,2	1,8	-0,8	5,4	D3
Opstryn	201	-1,2	-1,8	0,7	4,0	9,1	12,2	14,8	13,8	10,2	6,0	3,0	0,7	6,0	Cm3
JOTUNHEIM W															
Fortun	27	-5,1	-5,1	-1,5	4,2	9,3	12,6	14,8	13,7	9,4	4,5	0,5	-2,4	4,6	D3
Fanaråken	2062	-12,3	-12,4	-10,4	-8,2	-3,5	-0,1	2,6	2,1	-1,4	-5,3	-8,0	-10,3	-5,6	E
Elveseter	674	-9,6	-9,6	-5,3	0,4	5,7	9,9	12,4	10,7	6,5	1,2	-3,7	-6,9	1,0	D4
JOTUNHEIM E et S															
Sikkilsdal	1015	-10,0	-9,6	-6,3	-2,0	3,8	8,3	11,3	9,8	5,7	0,1	-4,5	-7,0	0,0	D4
Slirå	1300	-9,7	-10,0	-8,0	-4,8	0,2	4,1	7,3	7,0	3,3	-1,4	-5,0	-7,3	-2,0	E
OTTADAL															
Vågåmo	371	-9,6	-8,5	-3,7	2,2	7,8	11,9	14,5	13,0	8,4	3,0	-1,9	-6,4	2,6	B
VALDRES															
Vang i Valdres	471	-7,7	-7	-3,5	1,8	6,9	11,2	13,8	12,8	8,6	3,5	-0,5	-3,7	3,0	D3







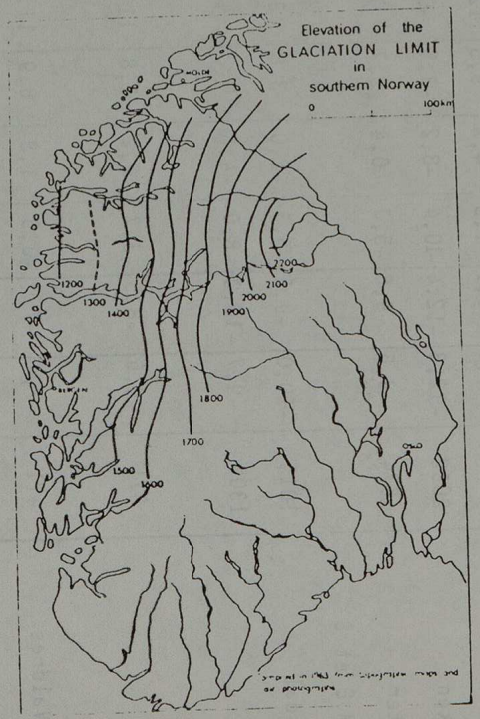


Figure 84 (en haut):

Coupe biogéographique et morphoclimatique du Sogn-Jotun, avec diagrammes ombrothermiques.

D'après Garleff (1977). 1: limite supérieure de la forêt; 2: limites supérieures des zones basalpine et alpine; 4: limite des neiges permanentes La forêt de conifères et la forêt subalpine de bouleaux sont symbolisées. Les flèches doubles indiquent le domaine des formes de solifluxion, et celui des phénomènes de cryoturbation (moitié supérieure).

Figure 85 (à gauche):

La limite de glaciation et sa disposition dans la chaîne des Scandes.

A: le principe : la méthode de Parsch et Brückner (citée in Østrem, 1964).

B: cartes pour la Norvège septentrionale et méridionale, d'après Østrem (1964).

ou du Lærdalsfjord sont ainsi beaucoup moins arrosés que les montagnes environnantes (Lærdal , 444 mm; Leikanger, 936 mm). Les températures sont d'ailleurs moins clémentes dans ces stations les plus abritées, situées au coeur des montagnes,que dans les bassins les plus ouverts du Sognefjord : les écoulements d'air froid depuis le fjell y sont plus influents. Ainsi, les stations de Balestrand, Vangsnes et Leikanger où 5 mois ont une moyenne supérieure à 10°C, et où la moyenne du mois le plus froid est de -0,6°C, bénéficient d'un climat océanique Cm_2 : les rives évasées du tronçon intérieur du Sognefjord ont le climat le plus clément de la Norvège centre-sud, un climat qui autorise une culture prospère des arbres fruitiers (pommiers) et qui comporte certains hivers sans neige;en revanche,Lærdal , encaissée entre des parois de plus de 1200 m, et Fjærland, au pied du Jostedalsbre, à l'extémité d'un fjord orienté au SSW,ont une amplitude annuelle plus marquée (18,8 et 18,7°C au lieu de 15,6 à 16,6°C) surtout due à des hivers plus rigoureux (respectivement -2,7 et -3,6°C en janvier), ce qui les classes parmi les climats Ct_2 (-2°C Tf -3°C) ou même D_3 (Tf -3°C). Ces climats se dégradent rapidement avec l'altitude, comme le montre la station du sanatorium de Luster, située à 484 m d'altitude sur la rive NW du Lustrafjord : de 5,4 ou 7,5°C au niveau de la mer, la moyenne annuelle passe à 4°C (l'exposition au SE compense en partie l'effet du gradient adiabatique), l'amplitude annuelle est de 17,6°C (le Lustrafjord est en position très interne), le nombre de mois $>$ 10°C n'est que de trois, tandis que l'hiver, avec 4 mois $<$ 0°C,se fait rigoureux (-4,2°C en février) : c'est un climat D_3 qui est ainsi défini.

La rigueur et le caractère de plus en plus continental caractérisent *les montagnes du Jotunheim* .Les conditions de leurs parties occidentales sont bien illustrées par les stations de Fortun, au NE du Lustrafjord (27 m d'altitude) et du Fanaråken, bastion avancé du Jotunheim (2062 m) situé à 11 km plus à l'est. Le climat D_3 de Fortun, caractérisé par une amplitude annuelle de 19,9°C (dans cette station très encaissée, l'hiver doit en partie sa rigueur - -5,1°C en janvier et février - à un très faible ensoleillement), passe en altitude à un climat E, arctique; la moyenne est de -5,6°C au Fanaråken, avec amplitude annuelle moins forte (15°C : les influences advectives et le brassage atmosphérique sont plus importants sur ce sommet exposé) et seulement deux mois $>$ 0°C (juillet : 2,6°C). Des conditions du

même type existent dans le sud du Jotunheim, à la station légèrement plus occidentale de Slira (1300m). On y note cependant une plus forte amplitude annuelle liée à un hiver proportionnellement plus rigoureux (-10°C en février) et à un été déjà plus chaud (7,3° C en juillet); c'est le résultat d'une situation moins exposée, entre le Hardangerjøkul et le Hallingskarvet. Le caractère plus continental, accompagné d'une baisse globale des précipitations vers l'est (Fortun : 731 mm/an; Vang i Valdres : 505 mm) se confirme sur le versant oriental du Jotunheim, avec la station de Sikkilsdal, située à 1015 m d'altitude sur le retombée E du massif Refjell-Heimdalshø. Située exactement sur l'isotherme annuelle 0°C (qui se trouve donc 150 ou 200 m plus haut que dans le nord du Jostedalsbre, 100 km plus à l'ouest), elle présente un climat de type D_4, à forte amplitude annuelle (21,3°C), hiver très rigoureux (-10°C en janvier), été relativement chaud (11,3° C en juillet); le climat E ne commence ici que vers 1200 m d'altitude (probablement moins de 1000 m entre Sogn et Hardanger autour de la tête de l'Aurlandsfjord, et 1000 m environ dans la région de Fortun).

Ces données éparses indiquent de grandes tendances régionales, mais illustrent mal les nuances locales. Ainsi sur le Heimdalsvatn, près du Sikkilsdal, le versant exposé au SSW présente une température de 10°C en juillet à 1240 m, et donc encore un climat D, tandis que le versant opposé, à 1090 m est caractérisé au même moment par une température moyenne de + 7,6°C, ce qui le classe parmi les climats E (Werner Johannessen, 1977). Situés à une altitude un peu moins forte, les plateaux du Valdres appartiennent également au domaine climatique D, mais avec 3 mois $>$ 10°C,(nuance D4).C'est le cas de la station de Vang, qui doit en outre à sa situation en fond d'auge, à 471 m d'altitude et au bord d'un lac une moyenne annuelle plus élevée (3°C) ; l'amplitude annuelle est de 21,5°C, ce qui traduit surtout de forts refroidissements hivernaux (-7,7°C en janvier) et la fréquence des types de temps radiatifs commune à tout l'Østlandet.

L'importance de l'exposition et des situations d'abri à l'échelle régionale comme à l'échelle locale est particulièrement importante dans *le nord du Jotunheim et les gouttières bordières* (Bøverdal, Ottadal). Si les sites de vallée connaissent un certain adoucissement thermique (la moyenne annuelle est de 1°C à Elveseter dans le Bøverdal, à 674 m ; elle est de 2,6°C dans l'Ottadal à Vågåmo, 371 m), ils pré-

sentent des amplitudes annuelles de plus en plus grandes vers l'est (22°C à Elveseter; 24,1°C à Vågåmo), surtout liées à des hivers très froids (-9,6°C en janvier dans les deux stations), pratiquement aussi froids que ceux de Slirå (sud du Jotunheim, 1300 m). Ce caractère est lié à des inversions de température et à des écoulements fréquents d'air froid depuis les montagnes, favorisés par la fréquence des types de temps radiatifs, stables, sous le vent des hauts plateaux du Jostedalsbre et du Romsdal, et à l'abri des temps perturbés de SE. Le caractère abrité de ces larges gouttières intramontagnardes ouvertes sur le versant oriental explique aussi leur sécheresse, particulièrement marquée dans l'Ottadal de Skjåk à Vågåmo (322 mm) : on passe alors d'un climat D_4 à maximum pluviométrique d'été à un surprenant climat B dont les manifestations sont un couvert neigeux assez peu épais et une déficience d'humidité compensée pour les herbages par un important système d'irrigation (Cabouret, 1981). Ce caractère s'atténue sur les sommets voisins, mais dans une mesure qu'aucune donnée chiffrée ne permet d'estimer.

c. les grands traits bioclimatiques

La région du Sogn-Jotun présente donc *une forte dissymétrie EW*, dans laquelle s'inscrivent *de nombreuses variétés locales*, sur le plan climatique comme sur le plan biogéographique (fig. 84). Les vallées et plateaux moins élevés, sur les deux versants, sont le domaine de la forêt. *A l'ouest*, la forêt mixte (pin sylvestre, bouleau) percée de tourbières couvre les flancs les moins pentus des fjords et des vallées jusqu'à des altitudes de 700-800 m(régions de Balestrand et de Stryn) et 850 m (cuvette de Kaupanger), où elle cède le pas à la ceinture subalpine de bouleaux (Betula tortuosa, sorbiers, saules et trembles rabougris) et de marais de versant, puis au-dessus de 900m aux formations alpines basses à Vaccinium. Celles-ci sont fortement appauvries au-dessus de 1300 m (Jostedalsbre) ou 1400 m (Jotunheim occidental) où seules quelques espèces herbacées, lichens et mousses se maintiennent jusqu'au voisinage des névés et des glaciers de plateaux.

Ces régions diffèrent *des vallées et des plateaux du versant oriental* , qui sont le domaine de la forêt boréale de résineux; les feuillus (bouleaux, aulnes, trembles, sorbiers) y occupent une place

mineure. Tandis que le pin sylvestre est prédominant dans les régions sèches des gouttières du NE (sauf une partie de l'Ottadal) et sur les plateaux de la Sjoa, l'épicéa forme de vastes peuplements dans le Valdres jusqu'à 800 à 1000 m d'altitude selon les conditions topoclimatiques. Accompagnés d'un épais tapis de mousse et de lichens (Cladonia rangiferina, etc...) qui donnent à de vastes plateaux situés près de la limite de boisement une teinte vert tendre caractéristique, ces peuplements cèdent en altitude la place à une zone subalpine à Betula tortuosa plus large que sur le versant ouest. Dans le Sikkilsdal, cette formation existe jusqu'à 1200 m d'altitude, ce qui constitue un record en Norvège ; la différence est importante avec le versant occidental et elle exprime, comme la remontée de la limite de la forêt, le réchauffement des étés qui accompagne la continentalité croissante (fig. 84). Au-dessus, l'étage bas-alpin (Ouren, 1977) est plus ras que sur le versant occidental (tapis à genévriers, bouleaux nains et Empetrum), mais il grimpe jusqu'à 1450 m (limite de Vaccinium myrtillus dans le Sikkil sdal), passant plus haut à une végétation herbacée ouverte (Salix herbacea, etc...) qui disparaît complètement en laissant la place aux mousses et lichens au-dessus de 1800 m(et très souvent au-dessus de 1500 - 1600m).

Comme dans la région des Lofoten-Vesteralen, c'est donc en altitude que les phénomènes liés au froid sont les plus marqués, les plus efficaces. Ainsi, *le domaine périglaciaire et glaciaire actuel est beaucoup plus lié au milieu montagnard et à ses étagements qu'à une situation latitudinale subarctique et arctique.*

B. Un domaine périglaciaire de montagne

1. Définition d'un étage périglaciaire

Aucune partie des régions étudiées n'échappe complètement à l'action du froid.Mais au vu de l'étude climatologique,il n'est pas possible de les inclure entièrement dans le domaine périglaciaire, même si on retient pour celui-ci les définitions les plus larges (Washburn, 1979, p. 4 :"the term periglacial designates primarily terrestrial, non glacial processes and features of cold climates characterized by intense frost action, regardless of age or proximity to glaciers"). Situé par définition en dehors de la partie du domaine des neiges

permanentes où peuvent se former des glaciers (ici, les montagnes les plus élevées et les plus arrosées), le milieu périglaciaire actuel est difficile à délimiter dans la mesure où son processus le plus caractéristique, le gel, existe ailleurs, en milieu tempéré, avec simplement une intensité et une efficacité moindres. Une telle délimitation est cependant indispensable : un des buts de notre étude est précisément de cerner le domaine d'intervention et le degré d'efficacité du gel et des processus associés dans la morphogénèse, et de permettre une appréciation de l'ampleur de la retouche post-glaciaire, actuelle et subactuelle des paysages.

Si l'on retient avec Tricart et Cailleux (1967, p. 29) la présence de sols de structure ou, plutôt, celle d'un pergélisol comme l'un des critères les plus significatifs de l'appartenance au domaine périglaciaire, et si l'on considère que le pergélisol est théoriquement présent là où la température moyenne annuelle est $< 0°C$ (Washburn, 1979, p.21), on ne peut inclure dans ce domaine que les sommets des pics des Lofoten-Vesterålen, au-dessus de 600 à 700 m ; la plus grande partie du fjell du Sogn-Jotun, au-dessus de 850 m (à l'ouest) à 1020 m (à l'est) peut également en faire partie (hauts plateaux et sommets du Jostedalsbre et du Jotunheim en dehors des glaciers et des névés, surface principale du Sogn, sommet des parois d'auges et des fjords qui l'entaillent, ainsi qu'une partie des planchers des bassins et des couloirs d'altitude inférieure, entre 900 et 1000 m,bien que des pergélisols n'aient été observés qu'à des altitudes plus élevées : Garleff, 1970). Plus à l'est, dans les Rondane, cette limite se situe vers 1150-1200 m (Barsch et Treter, 1976). On peut ainsi définir *un étage incontestablement périglaciaire*, coïncidant avec les étages moyens - et hauts alpins, et les formations de toudra plus ouvertes. Les critères retenus par Garleff (1970) et Rudberg (1977 - limite inférieures de la solifluxion et des sols fig urés - aboutissent à une délimitation analogue (fig. 84).

En fait, au sein de cet étage et plus bas, les types macroclimatiques, l'altitude et les conditions topoclimatiques multipliées à l'infini (Barry et Van Wie, 1974) introduisent de fortes différenciations. Les prolongements des milieux périglaciaires vers les zones plus basses, où le gel reste relativement fréquent, mais d'une très inégale intensité sont particulièrement conditionnés par ces facteurs; *il n'est sans doute pas possible de fixer de limites inférieures autres*

Tableau 15 - Le gel et les températures minimales dans les Lofoten-Vesterålen et le Sogn-Jotun.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Lofoten externes													
Røst. 67°30' N - 12°4' E - 8 m													
Nb moyen de jours avec alternance gel-dégel	13,6	12,2	11,4	8,3	0,6					0,7	3,3	8,2	58,3
Nb moyen de jours avec t° min. 0° C	16,9	17,4	16,5	8,4	1,2					0,9	3,4	10,1	74,8
-10° C													0
Minima moyens mensuels et annuels	-0,4°C	-1,1°C	-0,5°C	1,3°C	4,0°C	6,8°C	9,8°C	10,3°C	8,2°C	5,1°C	2,9°C	1,1°C	4,0°C
Eggum 68°184 N - 13°41' E - 4 m													
Nb moyen de jours avec 1° min. 0°C	21,1	20,9	21,0	13,4	3,1					2,9	10,5	16,3	110,2
-10°C	0,4	0,8	0,2									0,4	1,8
Minima moyens mensuels et annuels	-2,5°C	-3,1°C	-2,4°C	0,3°C	3,4°C	6,8°C	9,9°C	9,8°C	7,1°C	3,7°C	1,1°C	-0,7°C	2,8°C
Vesterålen													
Andenes 69°194 N - 16°7' E - 5 m													
Nb moyen de jours avec alternance gel-dégel	12,5	11,1	12,1	13,4	1,9					3,9	11,7	12,0	78,6
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	24,1	23,9	24,0	15,8	3,2					4,5	13,1	19,4	128
-10°C	0,7	1,0	0,6									0,4	2,7
Minima moyens mensuels et annuels	-3,2°C	-3,9°C	-3,1°C	-0,4°C	2,9°C	6,4°C	9,5°C	9,5°C	6,8°C	3,0°C	0,2°C	-1,6°C	2,2°C
Vestfjord													
Skrova 68°9' N - 14°394 E - 11 m										1,6	7,4	12,1	69,7
Nb moyen de jours avec alternance gel-dégel	14,0	12,2	10,7	10,7	1,0					2,8	9,0	16,7	111,5
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	22,8	22,1	22,6	13,1	2,2	0,1			0,1			0,2	0,7
-10°C	0,2	0,1	0,2										
Minima moyens mensuels et annuels	-2,3°C	-2,9°C	-2,2°C	0,2°C	3,7°C	7,3°C	11,3°C	10,9°C	7,8°C	4,1°C	1,4°C	-0,5°C	3,2°C
Offersøy 68°20' N - 15°38' E - 16 m													
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	26,2	24,7	25,0	17,3	5,4	0,1			0,8	8,4	16,8	21,6	146,3
-10°C	2,1	2,4	1,4								0,1	1,0	7
Minima moyens mensuels et annuels	-4,3°C	-4,5°C	-3,8°C	-1,0°C	2,6°C	6,7°C	10,4°C	9,7°C	6,1°C	2,4°C	-0,6°C	-2,5°C	1,8°C
Sognefjord													
Vangsnes 61°10' N - 6°39' E - 53 m										0,8	3,5	7,2	45,3
Nb moyen de jours avec alternance gel-dégel	11,3	8,9	10	3,4	0,2					2,3	4,5	13,7	76,9
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	19,6	20,0	13,5	3,1	0,2								1,1
-10°C	0,2	0,9											
Minima moyens mensuels et annuels	-1,8 °C	-2,0°C	-0,3°C	2,6°C	6,7°C	9,9°C	12,7°C	12,0°C	8,9°C	5,0°C	2,4°C	0,1°C	4,7°C

Lærdal 61°4' N - 7° 31' E - 36 m													
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	22,1	21,6	17,5	4,7	0,1				0,3	5,9	11,7	19,3	103,2
-10°C	6,7	5,9	1,6									2,0	16,2
Minima moyens mensuels et annuels	-4,6°C	-4,8°C	-2,3°C	2,3°C	7,1°C	9,9°C	12,6°C	12,0°C	7,7°C	3,4°C	0,4°C	-2,1°C	3,5°C
Luster sanatoucem - 61°26' N - 7°25' E - 484 m													
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	28,6	26,1	26,0	15,9	2,9				0,5	7,6	18,7	24,6	150,9
-10°C	6,6	6,4	2,7									2,5	18,2
Minima moyens mensuels et annuels	-6,1°C	-6,4°C	-4,1°C	-0,5°C	4,3°C	7,8°C	10,5°C	9,7°C	6,1°C	1,9°C	-1,3°C	-3,9°C	1,5°C
Jotunheim													
Fanaråken 61°31' N - 7°54' E - 2062 m													
Nb moyen de jours avec alternance gel-dégel	0,2	0	0,8	1,1	11,6	13,5	13,0	14,8	13,3	6,6	1,1	0	76,0
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	31	28,3	31	30	29,6	22,0	14,3	16,8	25,3	30,2	30	31	319,5
-10°C	26,6	24,7	22,6	15,6	5,6	0,4			1,2	7,2	15,4	21,3	140,6
Minima moyens mensuels et annuels	-14,6°C	-14,9°C	-13,0°C	-10,8°C	-6,3°C	-2,5°C	0,6°C	0°C	-3,4°C	-7,3°C	-10,1°C	-12,5°C	-7,9°C
Slivå 60°37' N - 7°25' E - 1300 m													
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	31	28,3	31	29,6	22	9,4	1,0	1,5	10,4	26,1	29,6	31	250,9
-10°C	19,9	19,1	16,5	8,2	1,0					1,7	6,9	13,8	87,1
Ottadal													
Vågåmo 61°52' N - 9°6' E - 371 m													
Nb moyen de jours avec alternance gel-dégel	5,9	6,0	18,0	19,4	4,9	0,1			3,0	10,3	12,6	10,9	91,1
Nb moyen de jours avec t° min. 0°C	30,2	27,2	29,2	19,6	4,9	0,1			3,0	12,6	23,4	29,8	180,0
-10°C	18,9	17,7	9,1	0,9						0,2	2,8	12,0	61,6
Minima moyens mensuels et annuels	-13,3°C	-12°C	-8°C	-1,6°C	2,8°C	7°C	10,1°C	9,1°C	4,7°C	0,5°C	-4,1°C	-9,5°C	-1,2°C

que purement locales au domaine périglaciaire. On peut tout au plus définir, à partir des principaux régimes de gel et d'autres facteurs contrôlant son efficacité au sol (couverture végétale et neigeuse, pente, exposition, vent, etc...), les domaines de plus ou moins grande efficacité morphogénique. Mais il reste entendu qu'à l'intérieur de chacun d'eux les effets sont très variables selon la topographie locale, l'état des surfaces exposées, les conditions microclimatiques et le comportement de l'eau dans la roche ou le sol (livre II).

2. Les régimes de gel

L'intensité, l'efficacité du gel au sol sont pour une part déterminés par *les variations thermiques dans l'air*, les seules pour lesquelles des chiffres précis soient disponibles (Bruun, 1967). Plusieurs types, incomplètement représentatifs, s'opposent nettement (tableau 15).

Les stations des Iles Lofoten-Vesterålen montrent un régime typique des *îles de haute latitude* (Tricart et Cailleux, 1967) le nombre de jours de gel par an est médiocre (de 75 sur Røst à 111 sur Skrova et à 128 à Andenes), mais le nombre de jours avec alternance gel-dégel (de 70 à 80) est relativement élevé, sauf sur Røst, dont les températures descendent rarement au-dessous de 0°C. Cette caractéristique traduit l'instabilité météorologique de l'archipel , et s'accompagne d'une faible intensité du gel (les moyennes des minima moyens ne descendent guère au-dessous de -3°C en février); les températures inférieures à -10°C sont partout exceptionnelles. Ce milieu est donc caractérisé, au niveau de la mer, par un gel pénétrant peu profondément, mais aussi par d'assez nombreux cycles gel-dégel de courte durée que l'instabilité du manteau neigeux laisse souvent intervenir à la surface même de la roche et du sol; les estrans sont particulièrement exposés à ces cycles. Les indications manquent pour les étages plus élevés, mais on peut penser que cette caractéristique se maintient jusqu'à plusieurs centaines de mètres d'altitude avec simplement un décalage des maxima mensuels de nombres de cycles gel-dégel vers les saisons intermédiaires. C'est également ce que l'on observe vers le nord de l'archipel, où les hivers deviennent plus rigoureux (Andenes: nombre maximum de jour avec altenance gel-dégel en avril), et vers les régions plus intérieures (Øffersøy, où les dégels sont rares de

décembre à mars). Cette variation s'accompagne d'une pénétration croissante de l'onde annuelle de gel en altitude, vers le nord et surtout vers l'est ; c'est ce que montre la station plus orientale, plus élevée et nettement située à l'intérieur du domaine de climat D, de Riksgrensen (E de Narvik, 508 m d'altitude) : le sol peut y geler jusqu'à 3,10 m de profondeur, alors que dans les stations océaniques, cela ne dépasse probablement guère 50 cm (par analogie avec la station beaucoup plus méridionale, mais d'un type climatique voisin, de Fana Forsøkstasjon).

Dans *la région du Sogn-Jotun*, le domaine des rives de fjords est caractérisé par un gel moins intense et moins fréquent encore que sur les côtes des Lofoten-Vesterålen : seulement 77 jours de gel par an à Vangsnes, sur le Sognefjord, presque jamais de températures inférieures à -10°C, et 45 jours avec alternance gel-dégel. Mais il devient rapidement plus rigoureux le long des branches intérieures de ce fjord (103 jours de gel à Lærdal), et à moyenne altitude (151 jours de gel au sanatorium de Luster, où l'on note déjà 18 jours de température moyenne inférieure à -10°C); la plus grande durée de la couverture neigeuse peut cependant compenser partiellement cette plus grande intensité et le plus grand nombre de cycles gel-dégel (sauf lors des belles journées d'automne). Dans le domaine du fjell, le gel devient beaucoup plus fréquent et intense, en même temps que s'abaissent les températures moyennes annuelles, au point que se constitue un pergélisol de plus en plus continu au-dessus de 1000 à 1200 m (nous avons pu vérifier la continuité du pergélisol de montagne en juillet 1974, à la faveur de travaux autour du refuge Juvasshytta, dans le nord du Jotunheim, à 1800 m d'altitude). Les stations de Slirå (1300 m) et du Fanaråken (2062 m) montrent en effet une intervention du gel tout au long de l'année (320 jours de gel au Fanaråken, dont 141 avec des températures inférieures à -10°C), la température de l'air reste en permanence négative de novembre à avril au Fanaråken, de décembre à mars à Slirå. Les alternances gel-dégel ne sont assez nombreuses, au sommet du Fanaråken, qu'en été (66 de mai à septembre sur un total de 76), c'est à dire à l'époque où la couverture neigeuse fond et où les contrastes d'insolation, diurnes, et même multipliés au sein d'une même journée lors des passages nuageux engendrent à la surface de la roche des cycles beaucoup plus nombreux. Les températures nettement

positives du bref été (surtout à moyenne altitude, comme à Slirå)autorisent un dégel marqué du sol sur quelques dizaines de cm d'épaisseur, vite interrompu par l'engel de septembre-octobre. Par ces caractéristiques, la plus grande partie du fjell du Sogn-Jotun appartient au domaine périglaciaire froid et humide à hivers rigoureux de Tricart et Cailleux (1967), dans ses nuances arctique (les plus hauts plateaux ou sommets) ou montagnarde (au-dessous, avec pergélisol discontinu ou absent). Sur la façade occidentale, des précipitations plus élevées et surtout une couverture neigeuse plus importante y réduisent l'intensité et la fréquence des cycles gel-dégel, sauf à la fin du printemps et de l'automne.

Enfin, les gouttières du Jotunheim constituent un milieu original par l'intensité du gel à basse ou moyenne altitude : on note en effet 180j de gel par an à Vågåmo, dans l'Ottadal (371 m d'altitude), dont 62 avec des températures inférieures à -10°C, et 91 jours avec alternance gel-dégel (surtout en mars-avril et d'octobre à décembre). La faiblesse du couvert neigeux dans ce secteur de climat B favorise une profonde pénétration de l'onde annuelle de gel, d'autant plus que les températures restent remarquablement basses de décembre à mars (les minima moyens restent alors au-dessous de -8°C).

3. Le manteau nival

Nous avons fait allusion à plusieurs reprises au *rôle du manteau nival*. Celui-ci est en fait d'épaisseur et de durée fort variables d'un lieu à l' autre, selon le relief (pente, exposition) et les conditions topoclimatiques. Seules les grandes oppositions régionales peuvent être indiquées ici. En montagne, à partir de 700 ou 800 m dans l'ouest du Sogn-Jotun, de 400 ou 500 m aux Lofoten-Vesterålen, le manteau neigeux persiste généralement de la fin septembre à la fin mai. Le Sognefjell, à 1400 m d'altitude, le fjell d'Aurland au-dessus de 1100 m restent complètement enneigés jusqu'à la mi-juin en année normale. Par contre,sur le versant oriental, la neige d'ailleurs moins abondante, reste moins longtemps présente (courant octobre à fin avril ou mi-mai, par exemple sur le Fillefjell entre 1000 et 1200 m).Partout, elle persiste plus longtemps dans les couloirs d'avalanches et les entailles fluvionivales des versants montagneux, ce qui donne à beaucoup de ces versants, vers la fin du printemps, un aspect zébré égale-

ment typique des montagnes lapones (Markgren, 1964).

Des chutes de neige peuvent se produire jusqu'en plein été au-dessus de 1300-1400 m sur le Jostedalsbre, de 1400 - 1500 m dans le Jotunheim, mais elles ne donnent pas lieu à un couvert durable. Nous n'en avons par contre observé en juillet-août (de 1972 à 1977) aux Lofoten qu'au-dessus de 800 à 900 m, c'est à dire sur les plus hauts sommets d'Austvågøy et de Hinnøy, plus rarement sur les Himmeltindene (Vestvågøy, 930 m).

Le maximum d'épaisseur du manteau neigeux est généralement atteint en mars, sauf sur les côtes, où les redoux deviennent alors plus importants et l'instabilité du manteau encore plus marquée. Une bonne partie des alternances gel-dégel dans l'air est donc sans effet direct sur les roches (tableau 15). La carte établie par V.Kravtsova (1972) indique pour les Lofoten-Vesterålen des épaisseurs maximales moyennes mensuelles de l'ordre du dm, près du niveau de la mer, de l'ordre de 50 cm sur les plateaux de 300 à 400 m d'altitude, le mètre n'étant atteint théoriquement qu'au dessus de 600 à 700 m (y compris sur Hamarøy). Les situations sont plus variées dans le Sogn-Jotun et reflètent aussi bien l'étagement que la dissymétrie régionale: tandis que les rives des fjords restent peu enneigées (de l'ordre du dm), les plateaux du Jostedalsbre et de l'ouest du Jotunheim ont des couvertures neigeuses énormes (jusqu'à 5 m sur le Jostedalsbre, 1 m sur les plateaux assez bas de la cuvette de Kaupanger, 2 à 4m sur ceux de la surface principale du Sogn et sur le Sognefjell). Les épaisseurs sont du même ordre sur les sommets élevés du Breheim, plus au NW ; par contre, elles se réduisent assez vite et régulièrement vers l'intérieur et l'est du Jotunheim, n'atteignant 3 m que dans le massif du Galdhøpiggen, et restant de l'ordre de 2 m ou moins sur les massifs situés plus au SE. Les plateaux du Valdres n'ont qu'une couverture maximale moyenne d'un mètre, tandis que les vallées, au-dessous de 500 à 400 m, n'ont que quelques dm (et même moins de 30 cm dans la région sèche de l'Ottadal). Mais il s'agit là d'indications très générales obtenues à partir de données plus ou moins éparses pour les domaines de montagne, et au moyen d'extrapolations tenant compte des régimes de précipitations et des gradients thermiques (Kravtsova, op. cit.). Le relief local, les effets du vent (formation de congères, de corniches de neige, zones de déflation ou de suraccu-

mulation), les différences d'exposition conditionnent tout autant les caractères du manteau nival, le rythme de sa fusion et le rôle qu'il joue directement (avalanches) ou indirectement (rôle isolant, nivation s.l. : influence sur le couvert végétal, imbibition des secteurs voisins, ruissellement, etc...) dans la morphogénèse.

Ces facteurs, qui contrôlent la répartition des phénomènes de nivation, conditionnent également l'existence et la dynamique des glaciers actuels.

C. Les glaciers actuels

1. Conditions générales de l'englacement

a. la limite des neiges permanentes

La période d'enneigement s'accroît vers le sommet de l'étage périglaciaire . La "*limite des neiges permanentes*" est franchie dès que l'accumulation est suffisante pour contrebalancer l'ablation, d'une année sur l'autre, ce qui permet à la neige de persister, sous forme de taches de neige ou de névés. A la vérité, comme le rappelle Ahlmann (1948, p.41), "the firn limit is rarely or never a lime, but a zone in which the remaining patches of snow gradually coalesce, with increase of height, into a continuous snow cover". La position de cette zone ("regional snowline" : Matthes, 1930) varie considérablement dans l'espace, à l'échelle régionale, selon les conditions macroclimatiques et les effets des grands étagements sur les températures et les précipitations (elle se situe au niveau de l'isotherme 0°C du mois de juillet : Flint, 1971). Elle varie aussi à l'échelle locale, dans un même massif montagneux ou sur un même glacier ; elle est en effet étroitement contrôlée par les conditions locales d'accumulation (suralimentation, déflation, etc..), de maintien (morphologie, substratum) et d'ablation de la neige (ensoleillement surtout). Elle change également dans le temps, ce qui oblige à distinguer une limite temporaire, établie pour une année particulière, d'une limite"développée" reflétant les conditions ayant régné depuis plusieurs années, et au-dessus de laquelle se forment des névés (Glen, 1941,cité par Ahlmann, 1948). Compte tenu des multiples variations de détail, et des oscillations annuelles ou à plus long terme, c'est finalement une moyenne, d'ailleurs

difficile à établir qui doit être utilisée pour donner une idée convenable de l'altitude de cette limite ; l'usage des cartes récentes et des photographies aériennes et spatiales est précieux pour son établissement. Mais dès 1922, Ahlmann en a donné une bonne représentation dans le région du Sogn-Jotun, à partir de l'étude de la répartition des glaciers et des névés sur les différents massifs (fig. 84). Actualisées par Hoel et Werenskiold (1962) et par Garleff (1970), ces données indiquent que la limite des neiges permanentes se situe à 1300 m d'altitude dans la partie W du Jostedalsbre, à 1600 m dans la partie E, et vers 2000 m dans l'est du Jotunheim. La montée de 700 m en 100 km, d'ouest en est, souligne les grandes dissymétries climatiques relevées précédemment, et particulièrement la baisse des précipitations, de plus de 4000 à moins de 500 mm par an, jointe à une légère augmentation des températures ramenées au niveau de la mer (de + 11,5 à + 13°C). En revanche,l'altitude de la limite décroît beaucoup plus lentement vers le nord, ce qui explique que malgré leur position océanique et leurs altitudes élevées, les parties étudiées de l'archipel des Lofoten-Vesterålen soient entièrement situées au-dessous (les sommets orientaux d'Austvågøy, entre 1054 et 1161 m, la dépassent légèrement cependant).

b. la limite de glaciation et l'extension des glaciers

Intéressante pour rendre compte de la répartition des phénomènes de nivation, la limite des neiges permanentes ne suffit pas pour rendre compte de celle des glaciers. Il a en effet été reconnu très tôt que le type de relief, donnée difficilement quantifiable, intervient autant que les données climatiques dans la possibilité de développement de glaciers (Ahlmann, 1922). A altitude et position égales, une montagne étroite aux flancs raides sera défavorable au maintien de la neige et de névés, et ne verra pas se développer de glaciers, tandis qu'une montagne plus étendue pourra en posséder. Le problème se pose surtout dans les régions fortement disséquées, de relief "alpin", comme le Jotunheim (fig. 85). Ce correctif doit être pris en considération lorsqu'on utilise pour rendre compte de la répartition des glaciers la notion de *"limite de glaciation"* ou de "niveau de glaciation" fondée sur le rôle de l'altitude par rapport aux grandes tendances macroclimatiques. Cette limite est ob-

tenue par la "méthode des sommets" de Parsch et Bruckner , reprise par Ahlmann (1922, 1948) et Østrem (1966). Etablie d'après la répartition effective des glaciers sur les massifs, elle correspond à l'altitude minimale que doivent avoir les reliefs pour porter des glaciers.

La limite de glaciation peut être cartographiée sous la forme d'isoglacihypses (Østrem, 1964). Parallèles à celles de la limite des neiges permanentes, ces courbes traduisent la même remontée vers l'est, de la côte vers l'intérieur (fig. 85). Les îles Lofoten-Vesterålen se situent presqu'entièrement au-dessous de la limite, qui passe vers 900 m dans l'est d'Austvågøy. En revanche, au sud, ce sont de vastes régions qui se situent au-dessus, puisque l'altitude de la limite de glaciation passe de 1400 m sur l'ouest du Jostedalsbre (1200 m sur les massifs côtiers comme le Hornelen) à 1600-1700 m dans le Breheim, 1800 m dans l'ouest du Jotunheim et 2200 dans ses massifs orientaux (secteur de Bygdin-Gjende).

L'extension actuelle des glaciers est l'expression de cette limite, qui traduit elle-même les grandes dissymétries climatiques ; mais elle reflète aussi les types de relief (présence de plateaux, ou au contraire de massifs montagneux morcelés). La distribution locale est en outre conditionnée par de très influents facteurs d'exposition aux vents dominants et à l'insolation, ce qui dans les régions de montagne (glaciers de vallée, glaciers de cirque) privilégie les expositions à l'est et surtout au NE (Østrem et Ziegler, 1969; Østrem *et al*, 1973 ; fig. 86). Les montagnes des Lofoten-Vesterålen sont très faiblement englacées : seules Hinnøy (Møysalen : 0,32 km^2) et le lobe oriental d'Austvågøy (2,3 km^2 ; Møller et Sollid, 1973) abritent de petits glaciers de cirque qui ne descendent guère au-dessous de 300-500 m d'altitude. En revanche, les montagnes et les hauts plateaux du Sogn-Jotun renferment une part appréciable des 2770 km^2 de glaciers recensés en Norvège en 1969, névés compris (Østrem et Ziegler, 1969 ; Østrem *et al*, 1973;Tollan et Pytte Asvall,1977). Le Jostedalsbre s'y taille la part du lion, avec 486 km^2 d'un seul tenant (c'est le plus grand glacier d'Europe); s'y ajoutent 308 km^2 pour ses annexes et 132 km^2 pour les glaciers du Breheim. Les glaciers plus morcelés du Jotunheim totalisent quant à eux 220 km^2 (Østrem, 1959-1960).

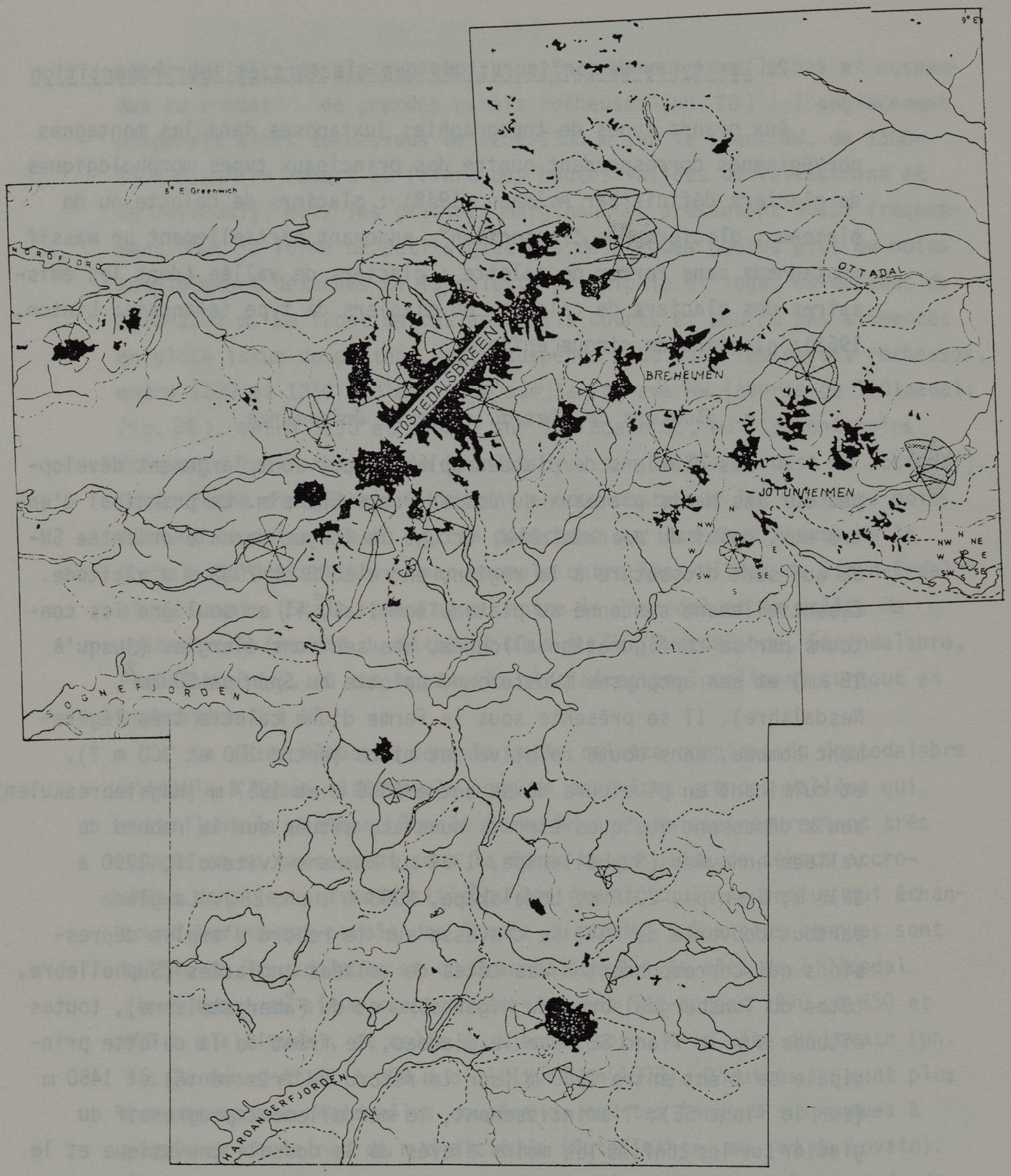


Figure 86 : Exposition des glaciers à l'intérieur des différents bassins-versants du Sogn-Jotun. D'après Østrem et Ziegler (1969).

2. Les types de configurations des glaciers et leur répartition

Aux grands types de topographies juxtaposés dans les montagnes norvégiennes correspondent quatre des principaux types morphologiques de glaciers définis par Ahlmann (1948) : glaciers de calotte ou de plateau ; glaciers "de transection", ennoyant partiellement un massif montagneux sans former de calotte ; glaciers de vallée (dont les émissaires des glaciers de calotte, ou glaciers de type islandais: Linton, 1963); glaciers de cirque enfin.

a. glaciers de plateau et leurs émissaires

Les glaciers de plateau (platåbreer) sont largement développés sur les hauts plateaux du Jostedalsbre-Breheim. Le principal d'entre eux, celui du *Jostedalsbre*, occupe la longue dorsale orientée SW-NE qui sert d'ossature à la région, entre 1600 et 2083 m d'altitude. Essentiellement cantonné au plateau sommital, il en souligne les contours par sa configuration allongée, ses sections élargies (jusqu'à 15 km) et ses apophyses (Jostefonn, calotte du Snønipa:50 km^2, Nesdalsbre). Il se présente sous la forme d'une calotte très légèrement bombée, sans doute relativement mince (entre 100 et 300 m ?), et culminant en plusieurs dômes entre 1656 m et 1957 m (Høgstebreakulen); seuls dépassent quelques étroits nunataks situés sur le rebord de vallées ennoyées (Suphellenipa, 1731 m; Ramnane-Kvitekoll, 1790 à 1915 m; Brenipa, 2018 m; Lodalskåpa, 2083 m ; ph. 28). La glace partout couverte de névé se crevasse sur le rebord d'amples dépressions qui correspondent à ces têtes de vallées englacées (Suphellebre, têtes du Tunsbergdalsbre, du Nigardsbre et du Fåbergstølsbre), toutes situées sur le flanc SE. Sur le plateau, le front de la calotte principale se tient entre 1500 m (sur le rebord NW très venté) et 1450 m (sur le flanc SE); l'amincissement, le morcellement progressif du glacier sur les confins les moins élevés de la dorsale gneissique et le passage sur les marges à de minces névés rendent souvent ce front peu net. Mais il est rare que cette limite se situe en arrière du rebord sur les vallées qui dissèquent profondément le massif (façade NW surtout, et replat occidental du Jostedal, situé autour de 1400 m d'altitude). Le plus souvent, le glacier "bave" depuis les promontoires sur les versants des auges et des "bouts du monde" brutalement encaissés, sous la forme de chapes de paroi crevassées, de courtes langues

et de couloirs de glace pentus vite interrompus vers le bas et suspendus au sommet de grandes parois rocheuses (ph. 28) : l'englacement disparaît alors au-dessous de 1250-1300 m sur le flanc NW, de 1300-1400 m sur le rebord SE (flanc des hautes vallées de Veitastrond et du Jostedal). Mais les glaciers marginaux se présentent aussi fréquemment sous la forme de petits glaciers de cirques pentus plus ou moins complètement détachés de la calotte principale et logés au-dessous de 1600-1700 m. Le front de ces appareils courts et peu ou pas alimentés en glace issue du plateau reste suspendu haut dans les parois rocheuses, entre 1200 et 1350 m d'altitude sur la faç ade NW (abords de l'Oldedal: fig. 34), entre 1250 et 1400 m sur la façade SE, où ils sont moins fréquents (par exemple, le Grøndalsbre, sur le flanc ouest du Jostedal). Cette forme d'englacement devient prédominante sur les bastions moins étendus et moins élevés qui se détachent sur les deux flancs de la dorsale du Jostedalsbre, par exemple entre les vallées de Stryn-Erdal et du Lovatn (Skåla, ph. 67) ou entre le Jostedal et la vallée de Veitastrond (massif du Såta) et plus au SW (Svardalsbre, Steindalsbre, Frudalshesten), où ces appareils glaciaires se localisent surtout en exposition E à NE.

La glace élaborée dans la vaste calotte complexe du Jostedalsbre s'écoule à basse altitude le long de certaines grandes vallées qui entaillent le plateau. Sur le flanc NW, ces émissaires restent très courts et se présentent sous la forme de cascades de séracs accrochées dans les anfractuosités ou les grands couloirs pentus qui échancrent les hautes parois des "bouts du monde" ; les plus connues sont celles du Brigsdalsbre et du Brenndalsbre, à la tête de l'Oldedal (leur front se situe respectivement, dans les années 1970, à 350 et 400 m d'altitude), et celle du Kjenndalsbre, à la tête du Lovatn (ph. 68; le front était à 300 m d'altitude en 1978). D'autres ne sont plus que des masses résiduelles coupées de courtes langues suspendues à plusieurs centaines de m d'altitude (Ruteflotbre, au sud de Lovatn). Il en est de même au sud, au-dessus de Fjærland, avec la cascade de séracs récemment disparue du Suphellebre (actuellement suspendue à 1000 m d'altitude, au sommet de l'auge principale); en contrebas de cette langue, il subsiste à 60 m d'altitude, un petit glacier régénéré par les avalanches et les chutes de séracs. Des émissaires très courts existent aussi sur la façade SE du Jostedalsbre ; à la tête du Suphelledal

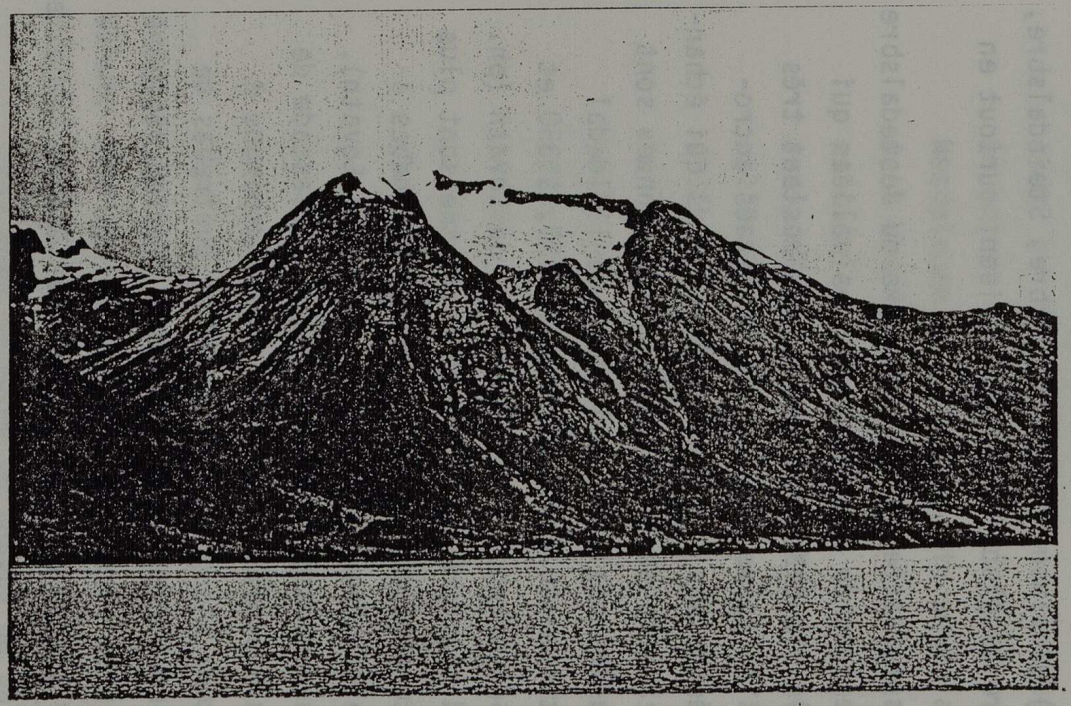


Photo 67. Le glacier de cirque suspendu du Skåla, et Oppstryn.

Vus vers l'ouest depuis Hjelle, par delà le Strynevatn. Front à 1000 m d'altitude. Remarquer les modelés à diaclases courbes autour de l'éperon est du Skåla (1272 m).

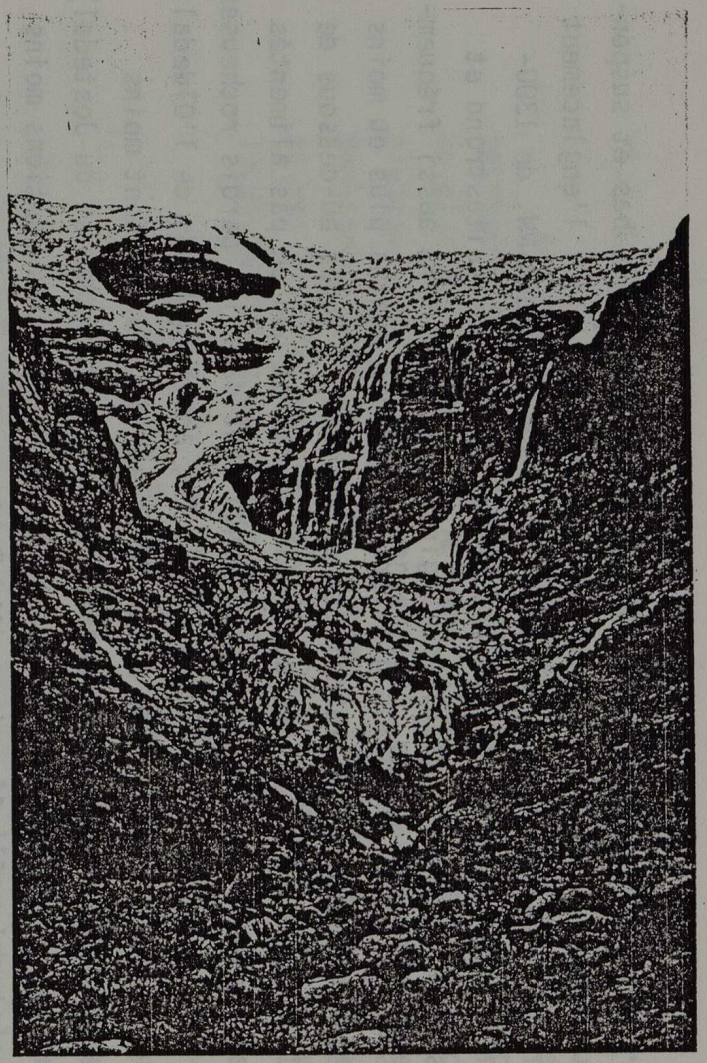


Photo 68 (à droite). Le Kjenndalsbre.

Un des émissaires occidentaux du Jostedalsbre. Le front de cette langue pentue et crevassée se situe à 300 m d'altitude.

le Veslebre descend à 800 m, et plusieurs cascades de séracs se terminent entre 550 et 900 m dans les parois qui cernent la tête du Langedal (branche NW de la vallée de Veitastrond). Mais ce versant du Jostedalsbre est surtout caractérisé par de grands *glaciers de vallée* écoulant des masses considérables depuis le plateau. Ceux qui se forment dans les "bouts de monde" les plus encaissés ne sont reliés à la calotte que par de hautes et étroites cascades de séracs : c'est le cas de l'Austerdalsbre (branche nord de la vallée de Veitastrond), langue de 4 km dont la surface s'incline doucement en aval de l'Odinsbre et du Torsbre (ph. 41); le front se situe à 400 m d'altitude. La plupart des glaciers de vallée naissent de flux convergeant de toutes parts vers les bouts du monde dont les parois rocheuses n'apparaissent qu'en aval de la large zone de séracs servant de transition. C'est le cas du Nigardsbre (5 km), du Fåbergstølsbre (2,5 km), du Lodalsbre (5 km, en aval de deux longs courants confluents) et du Stegeholsbre (5 km), qui occupent la partie amont d'auges affluentes du Jostedal et conservent une pente appréciable jusqu'au front, entre 316 et 680 m d'altitude (ph.69). Entre le Jostedal et la vallée de Veitastrond, le Tunsbergdalsbre est le plus long de ces glaciers; c'est aussi le plus long de la Norvège, avec ses 11,5 km. A l'amont, une large zone de séracs occupe un "bout du monde" assez étroit et passe vers 1200 m d'altitude à une langue peu crevassée, large de 1,5 km, qui descend vers le sud 600 à 900 m en contrebas du plateau, le long d'une auge bien calibrée, jusqu'au front calé sur un verrou-gradin à 500 m d'altitude.

La forte altitude, l'exposition directe aux flux d'ouest et l'étendue du plateau englacé expliquent sans doute la puissance de ces émissaires. Au contraire, *les calottes plus modestes du Breheim* ne bénéficient pas de conditions aussi favorables, du fait du morcellement du relief et de leur situation plus orientale. Présentant pour la plupart l'aspect de dômes très aplatis culminant entre 1700 et 1910m (ph. 29) ces appareils occupent des interfluves peu accidentés larges de 4 à 8 km et s'appuient parfois sur des croupes vigoureuses ou des crêtes dont la face NE ou nord peut porter des glaciers de cirque plus ou moins indépendants du glacier du plateau (Skridulaupen, Sikilbre-Holåbre, parties nord du Spørteggbre et du Harbarbre). Cette disposition est fréquente le long de la crête axiale du Breheim : Fortunsdalsbre-Tverrådalskyrkja : 2088 m; Holåbre-Gjelåbre et les nu-

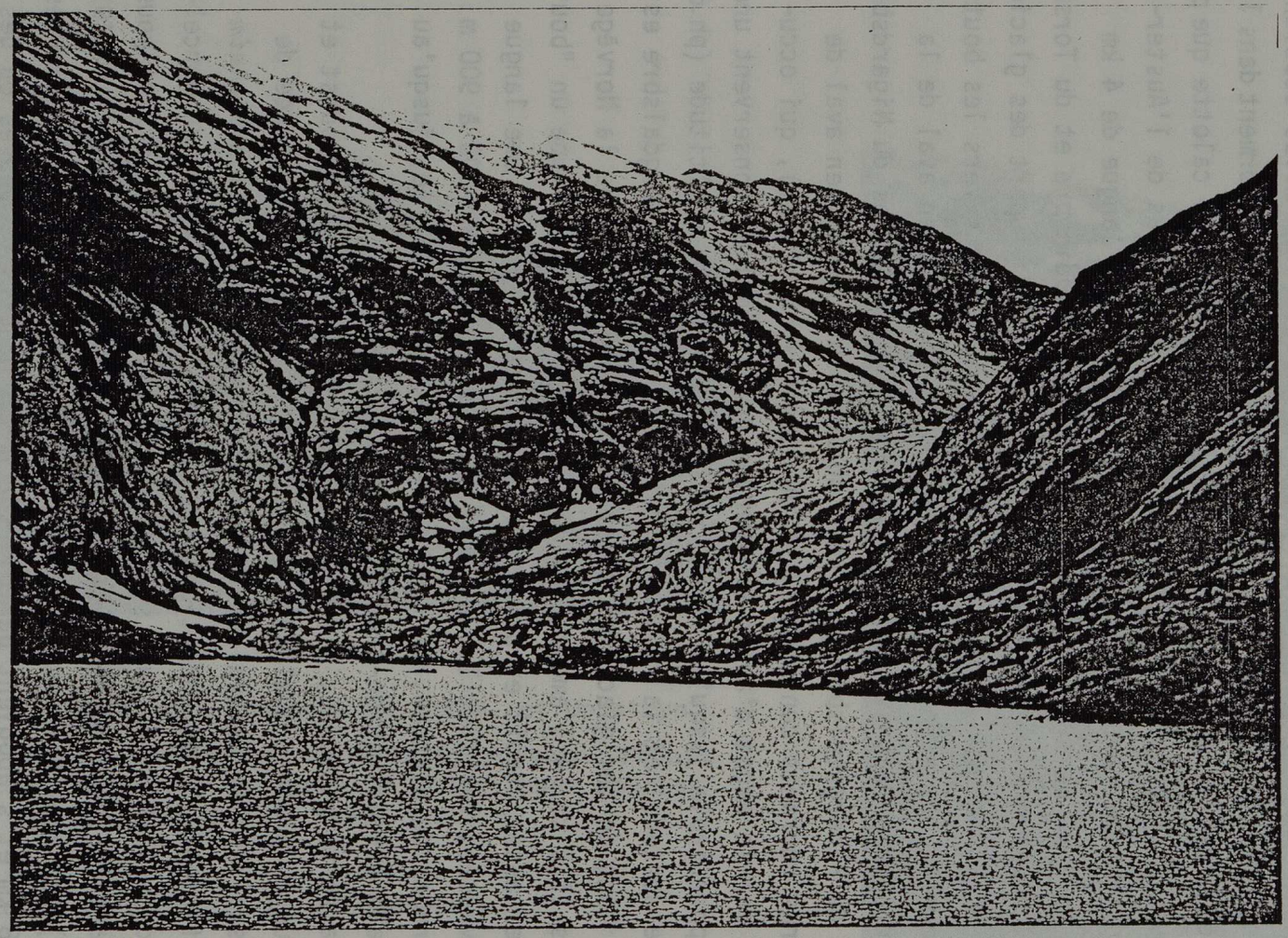


Photo 69. Le Nigardsbre.

Emissaire oriental du Jostedalsbre, dans une auge profonde de 1300 m. Fond plat et modelés à diaclases courbes dans les orthogneiss massifs. 10 ans avant la date de cette photographie (août 1976), le glacier se terminait dans le lac.

nataks des Holåtindene (pl. 7). Là où les glaciers n'atteignent pas le rebord des plateaux, leur marge amincie, morcelée, se situe entre 1550 m (Spørteggbre) et 1700 m (Sikilbre). Mais à l'instar du Jostedalsbre, ils débordent souvent sur les rebords convexes des vallées, surtout dans leurs parties N et NE, au-dessous de 1500 m; cependant, leurs rares émissaires sont beaucoup plus courts, et leur front ne descend guère au-dessous de 1300 m (Holåbre, émissaires NE du Spørteggbre, Fortunsdalsbre, émissaire E du Harbarsbre). Vers le NE, cette limite remonte, aux abords de la région sèche de l'Ottadal ; les émissaires du Holåbre ne descendent pas au-dessous de 1400 et 1550 m (ytre Gjelåbre, exposé au nord). La surface de chacun de ces appareils complexes n'est que de l'ordre de 20 à 37 km^2 ; de vastes étendues de plateaux entre 1400 et 1600 m d'altitude, et simplement dépourvues de hauteurs et de pièges à neige pouvant déclencher une accumulation, sont donc libres de glace (pl. 7).

Dans l'est du Breheim, le complexe du Hestbrepiggan est d'un type légèrement différent. Le plateau sommital très venté, entre 1900 et 2157 m, est très étroit et en grande partie libre de glace ; l'englacement du massif est surtout le fait de glaciers de cirques plus ou moins coalescents installés au-dessus de 1600 m sur le rebord SE au-dessus de l'aplanissement bordier du Jotun (ph. 22) ou suspendus dans le versant sud du Lundadal(Ytstebre, Heimstebre,pl. 7). Ce type d'englacement annonce celui qui prévaut sur les massifs de dimensions analogues du Jotunheim.

b. différents types de glaciers de vallée et de cirque

Les glaciers de plateau sont absents du *Jotunheim*. Accrochés au rebord des lambeaux de la haute surface et surtout aux reliefs émoussés qui la surmontent, ils s'inscrivent tous dans des dépressions, cirques ou vallées, en contrebas de sommets et de parois qui rendent très influents les phénomènes liés à la suralimentation neigeuse et aux contrastes d'exposition. La distribution des glaciers souligne celle des plus hauts massifs, en même temps qu'elle traduit la forte remontée de la limite de glaciation vers l'E et le NE. L'englacement des massifs occidentaux est important et peut même prendre l'aspect de *glaciers de transection* étalés sur 9 à 17 km^2 , jusqu'au bas des pentes dominant le Sognefjell (glacier du Fannaråki,

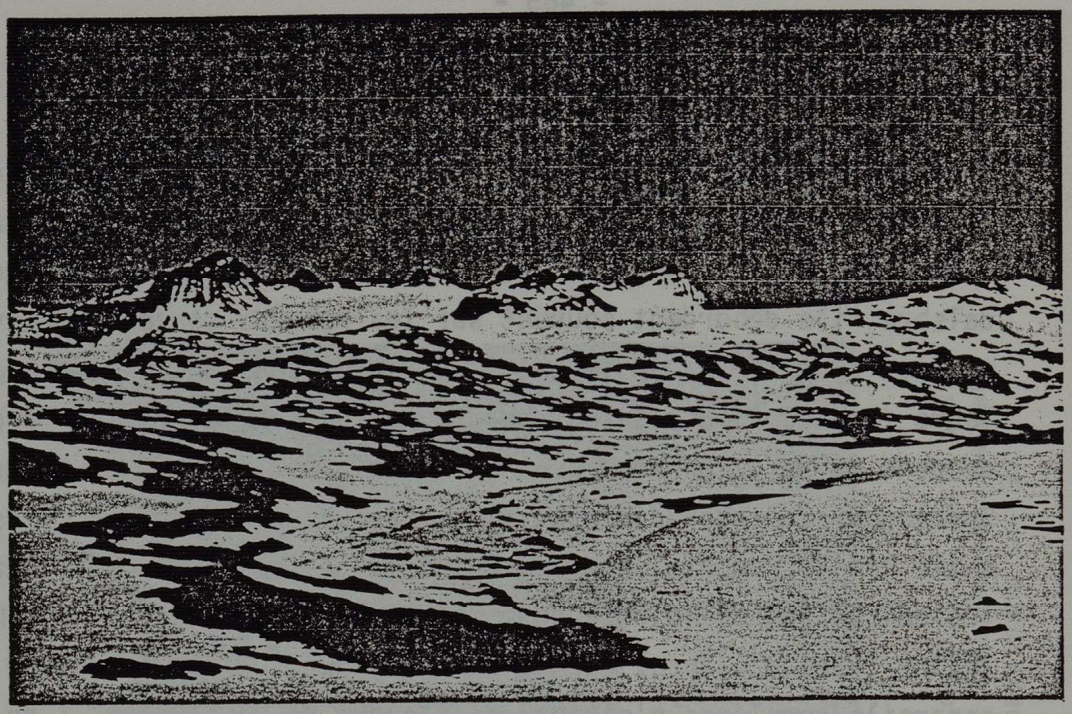


Photo 70. Les pics de Smørstabb (2000 à 2223 m) et le glacier complexe du Bøverbre - Leirbre.

Vus vers l'est depuis le Sognefjell près de Fantestein. Arêtes étroites et horns de gneiss à pyroxènes dominant un vaste glacier de transaction.

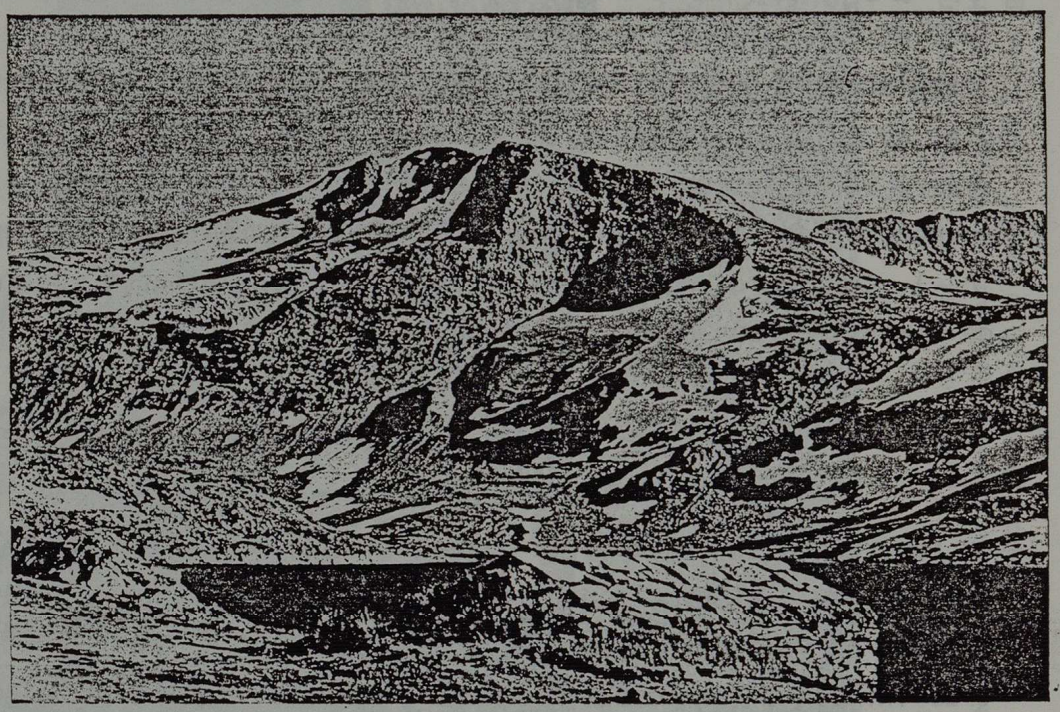


Photo 71. Les glaciers suspendus de la face nord du Steindalsnosi (2025 m).

Vus vers le SE depuis de Herrvatn (1305 m). Petits glaciers s'inscrivant dans des cirques qui avivent le front nord-ouest de la nappe du Jotun ; le lac est excavé dans les mylonites basales. Moraines frontales multiples sous le glacier inférieur.

Smørstabbre-Leirbre : ph. 70). Cependant, le massif des Hurrungane, plus élevé mais plus profondément disséqué ne possède qu'un système radial de *courts glaciers de cirque* (Ridingsbre) *ou de vallée* (Styggedalsbre) dont le front descend jusqu'à 1300 m d'altitude (Ahlmann, 1922). D'importants glaciers de cirque ou de vallée (Storbre: 5 km^2; Veslbre, Hurrbre) s'accrochent également au versant oriental des pics de Smørstabb, tandis que le flanc nord du Steindalsnosi (2025) ne présente au-dessus du Sognefjell que de petits glaciers suspendus (ph. 71). D'importants complexes de glaciers de transection alimentés par de vastes névés étalés 200 ou 300 m en contrebas des arêtes résiduelles existent également sur les hauts massifs de l'Uranostind - Langeskavlen (2157 m; Skogadalsbre, Uranosbre,Mjølkedalsbre; fig.59) et des Memurutindene (2364 m; Vestre Memurubre-Hellstugubre). Ce dernier massif est déjà plus oriental, et les glaciers, dont la taille varie de 2 à 10 km^2 (57 km^2 au total), tendent à s'individualiser entre les lambeaux de hautes coupoles rocheuses ; les plus larges de ces hautes surfaces arrondies portent de petites chapes de névé ou de glace, ou des glaciers minces au lit à peine creusé, au-dessus de 2000 m (Surtningssui ; Leirhø). Ce type complexe d'englacement, auquel s'ajoutent de nombreux glaciers de cirque, prévaut parmi les 47 km^2 de glaciers du Galdhøpiggen(ph. 37 et 38) et les 15 km^2 du Glittertind, où l'on remarque particulièrement l'association de glaciers de cirque (Glittertind : Lewis, 1960) - glaciers de vallée plus ou moins complexes (Grotbre - dômes et chapes de glace ou de névé demi-coupole sommitale et Gråsubre) : ph. 36 . D'une façon générale, les langues glaciaires sont plus courtes sur les flancs W et S des massifs (à l'exception de celles qui sont abritées dans d'étroites vallées profondément encaissées, comme les trois Illåbreene à l'ouest et au SW du Galdhøpiggen); elles sont plus nombreuses et développées (jusqu'à 4,5 km de long :Tverråbre, Veobre) sur les flancs N, NE et E, où elles descendent jusqu'à 1480-1500 m (Storgjuvbre, Veobre, vestre Memurubre, Blåbre ...).

Vers l'est du Jotunheim, l'englacement diminue ; il se cantonne à de profonds cirques et à quelques parois tournés vers le N et le NE dans les massifs du Knutsholstind et Nautgardstind (pl. 8 et ph. 72). En dehors de rares névés, il est totalement absent du massif du Kvitingskjølen, au NE, malgré des altitudes comparables (2064 m): la

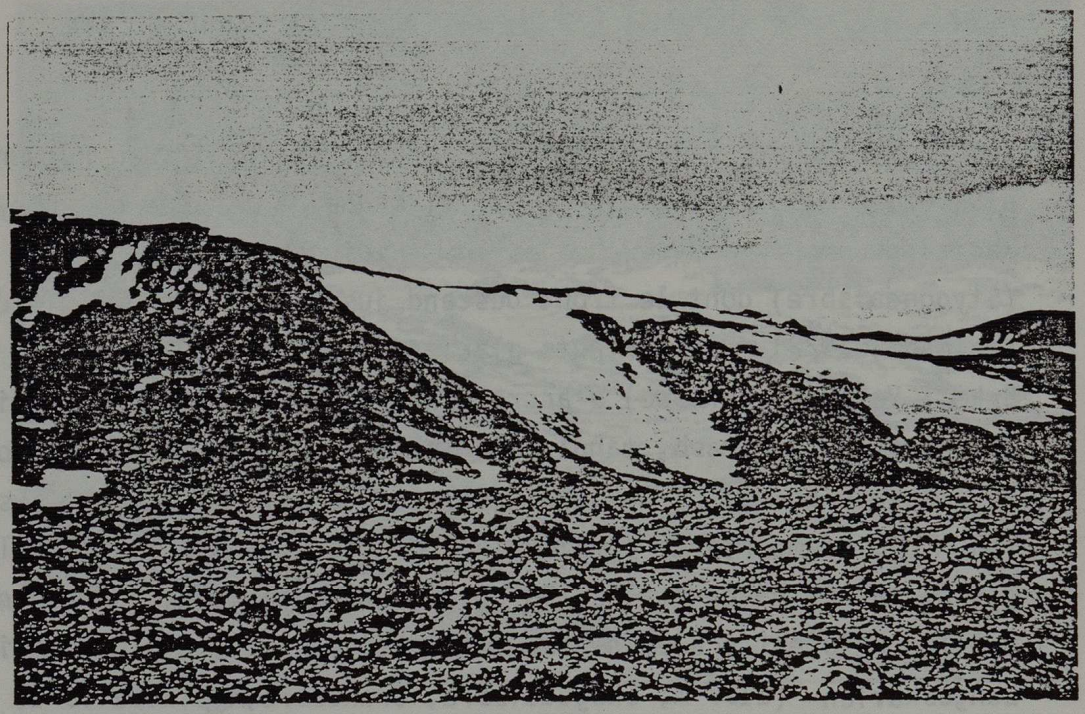


Photo 72. Petits glaciers de cirque et névés sur la retombée est du Rasletind (2021 m).

Petits appareils moribonds ou névés installés dans des entailles peu marqués, et devant leur existence à la suralimentation neigeuse sous le vent d'une haute surface arrondie.



Photo 73. Le glacier est des Høgvagltindene et le Høgvaglurdi.

Vus vers le SSE depuis le Kyrkje oksle (1841 m). Au fond : le Rauddalseggi (2155 m) et le contrefort est du Mjølkedalstind au-dessus du rauddal. Des arcs morainiques frontaux matérialisent la position atteinte par le petit glacier suspendu lors du Petit Age glaciaire.

limite de glaciation est particulièrement élevée dans ce massif au climat sec.

En revanche, ce sont les altitudes moyennes moins fortes et les plus faibles dimensions des bastions montagneux qui expliquent la rareté des glaciers dans le S et le SW du Jotunheim ; on retrouve là des limites de glaciation proches de celles qui ont été observées dans le Breheim et le Jostedalsbre. C'est ainsi que les étroits plateaux du Blåskavlen (6 km^2), du Storskavlen (région d'Aurland) et surtout du Fresvikbre (14 km^2) portent au-dessus de 1550-1600 m des petites calottes aplaties culminant entre 1660 et 1700. Ces petites répliques des calottes plus occidentales du Hardangerjøkul et du Folgefonn ne débordent que peu sur le flanc oriental des bastions. Plus à l'est, la quasi-totalité des plateaux du Jotunheim S et SE est libre de glace.

3. Les caractéristiques dynamiques et les oscillations récentes

a. la prédominance des glaciers tempérés

En dehors de transitions avec le type "subpolaire" à névé épais, représentées dans certaines montagnes lapones (Corbel, 1967) et dans les parties hautes des glaciers de plateau, les glaciers scandinaves appartiennent pour la plupart à la catégorie des *"glaciers tempérés"* (Ahlmann, 1948, p.66), dont la masse et la base se trouvent près du point de fusion sous pression. C'est évidemment le cas des glaciers de vallée qui descendent dans des zones situées largement au-dessous de l'isotherme annuelle 0°C, autour du Jostedalsbre (au front du Brigsdalsbre, elle est de l'ordre de 5°C; au front du Tunsbergdalsbre, elle est à peine inférieure à 4°C).

Ainsi s'explique l'émission de puissants torrents proglaciaires (ph. 68) qui recueillent en été les eaux juxtaglaciaires et les eaux de fusion superficielles descendues dans les glaciers par de multiples moulins (observations personnelles sur l'Austerdalsbre). Leur débit est également soutenu par les eaux de fusion basale, présentes sous forme d'un film généralisé d'épaisseur micrométrique (Weertman, 1964, 1969) et de circulations diffuses dans des poches de décollement et des chenaux présents sous 10 à 20% de la surface du lit de ce type de glaciers ("chenaux de Nye" : Hodge, 1979 ; Walder et Hallet, 1979).

La précipitation sous-glaciaire de patines brunes d'oxyde de fer visibles sur toutes les façades aval d'aspérités des parties de lits récemment déglacées, comme au Nigardsbre (Andersen et Sollid, 1971) atteste le rôle généralisé de l'eau liquide à base de ces glaciers. La plupart des glaciers de cirque et de vallée situés à des altitudes plus fortes dans cette région comme dans le Jotunheim sont dans le même cas (Hallet, 1979), encore que les observations directes soient très fragmentaires. Un des cas les plus représentatifs est celui du glacier de cirque du Vesl Skautbotn (N du massif du Memurutind), sous lequel a été creusé un tunnel (Mc Call, 1952, 1960); la température basale est de 0°C, et la semelle du glacier est constituée par 30 cm de glace transparente de regel incorporant des débris rocheux.

Les parties hautes de ces glaciers de vallée ou de cirque sont moins connues, de même que les glaciers de plateau, qui se maintiennent dans des zones situées au-dessus des isothermes annuelles -2 ou -3°C. La base y est sans doute plus froide ; c'est ainsi que la température basale du névé supérieur du Vesl Skautbre est de -0,5°C. Tous ces glaciers connaissent en été des températures proches du point de fusion dans leur partie superficielle, et nettement négatives en hiver ; ces fluctuations saisonnières affectent une tranche de 10 à 15 m (Tollan et Pytte Asvall, 1977); il s'y ajoute de faibles variations diurnes dans les rimayes, à la tête des glaciers de cirque ou de vallée, jusqu'à des profondeurs de 10 m et plus (Battle, 1960) ; les conditions régnant à la base des calottes étendues, peu ou pas crevassées, et dont l'épaisseur dépasse 100 à 200 m, sont sans doute plus constantes, mais sont mal connues.

b. équilibres et dynamiques glaciaires

La position de *ligne d'équilibre* (ligne de part et d'autre de laquelle se situent les zones d'accumulation et d'ablation excédentaires) sur les différents glaciers rend bien compte de leurs caractéristiques morphologiques et dynamiques. Située un peu plus bas que la limite des neiges permanentes (car le regel estival d'eau de fonte ou de pluie sur la glace vive améliore le bilan de masse immédiatement au-dessous de cette limite : Embleton et King, 1968); elle témoigne d'une variation régionale analogue à celle des limites des neiges permanentes et de glaciation. Les données fragmentaires, souvent annuelles ou calculées sur de brèves durées, dont nous

disposons font état d'une altitude de 1300m sur le Nigardsbre en 1961-62 (Østrem et Karlén,1962), de 1490m sur le même glacier en 1962-1975 (Østrem *et al*, 1976), et de 1765m sur le Storbe (pics de Smørstabb; période 1949-1965 : Liestøl, 1975). Dans le premier cas (qui est aussi celui de tous les glaciers issus du Jostedalsbre), l'aire d'accumulation coïncide avec la partie la plus étendue du glacier, qui de plus reçoit les plus grandes quantités de neige (maximum entre 1700 et 1900m). Ainsi s'expliquent la puissance et la longueur des langues émises depuis la calotte sommitale jusqu'à basse altitude, là où l'ablation est forte; les rythmes d'ablation et d'accumulation élevés (respectivement 27 x 10^6 et 122 x 10^6 m^3 pour le Nigardsbre en 1961-1962, année de bilan exceptionnellement positif, il est vrai;Østrem ,1962)impliquent des vitesses d'écoulement assez élevées. Elles atteignent 2000m par an au sommet d'une des cascades de séracs qui alimentent l'Austerdalsbre (100m par an à la base, et 20m dans la langue située à l'aval),50 à 200m par an sur le Nigardsbre (Østrem *et al*, 1976). En revanche, les petits glaciers de plateau du Breheim et les glaciers de cirque et de vallée du Jotunheim ont des aires d'accumulation beaucoup moins étendues, ce qui explique la faible longueur des langues, qui ne descendent guère à plus de 300-350 m au-dessous de la limite d'équilibre. Les plus puissantes de ces langues sont émises par les vastes névés développés dans les grands cirques complexes faiblement incisés et souvent coalescents des massifs les plus larges (Smørstabb, Galdhøpiggen, Memurutindene). Ce sont également des glaciers actifs, dans les parties moyennes desquels on a mesuré des vitesses d'écoulement non négligeables ; ainsi dans la partie inférieure du Storbre, Liestøl, (1967) fait état de vitesses superficielles variant de quelques mm à 5,9 cm par jour (la vitesse est plus élevée en été, et aussi lors des années de bilan positif). Les vitesses sont un peu moins élevées sur la partie moyenne des petits glaciers de cirque, comme le Vesl Skautbre, où M c Call (1952, 1960) a mesuré 0,5 à 0,9 cm par jour, avec de fortes composantes verticales, pour la période d'août à décembre. Comme le glissement basal représente 90% du mouvement total de ce dernier glacier (2,33 m par an : M c Call, 1960), et qu'il représente plus généralement 60 à 80 % du mouvement des glaciers tempérés (Kamb et La Chapelle, 1964; Vivian, 1979), les vitesses de glissement sur le lit peuvent atteindre 0,5 à 5 cm par jour dans les cas cités. Elles restent faibles pour les petits glaciers de cirque.

Ces vitesses sont assez modestes par rapport à celles des grands

glaciers alpins et alaskiens, ou des émissaires de l'inlandsis groenlandais, qui peuvent être de IO ou même 100 à 1000 fois plus élevées (Tricart et Cailleux, 1967 ; Embleton et King, 1968). En dehors de quelques émissaires du Jostedalsbre, les petits glaciers actuels ne permettent pas de se faire une idée de la puissance et de la capacité d'érosion des glaces pléistocènes,et leur rôle morphogénique est bien différent.

c. les oscillations glaciaires récentes

Les caractéristiques qui viennent d'être exposées sont des moyennes, calculées sur de courtes durées. Elles sont en fait sujettes à des fluctuations considérables, de même que l'extension des glaciers. Autour du Jostedalsbre (Nigardsbre, Austerdalsbre, etc...) comme dans le Jotunheim, la zone frontale est souvent précédée par une série de vallums morainiques (jusqu'à 6 ou 10, bien distincts), parfois très rapprochés (ph.71) échelonnés sur plusieurs km dans les fonds de vallées les moins inclinés (Nigardsbre, Storbre, fig. 87). Le plus interne et le plus récent de ces vallums correspond dans certains cas à une légère avancée glaciaire enregistrée dans les années 1975-1976 (Skagastølsbre, par exemple). Partout, le plus externe, daté d'après les textes et les observations de l'époque (Hoel et Werenskiold,1962) ou par la méthode lichénométrique (Matthews, 1974, 1982 ; Andersen et Sollid, 1971; Hole et Sollid, 1979) remonte aux années 1750, à quelques exceptions près (Svellnosbre, sur le flanc est du massif du Galdhøpiggen : vers 1600 selon Schroeder-Lanz, 1983 ; Tverrbre : Karlen, 1981); il s'est édifié alors que la ligne d'équilibre s'est établie à 250 m au-dessous de son altitude actuelle. Il témoigne du maximum mondial d'extension des glaciers correspondant au *"Petit Age Glaciaire"* (Little Ice Age). A ce paroxysme d'une phase d'expansion amorcée dès le XVIè siècle a succédé une période de retrait progressif qui se poursuit de nos jours, entrecoupée de phases de stagnation ou de poussée en grande partie simultanées, et de crues de brève durée.

Les systèmes de vallums édifiés en retrait les uns des autres matérialisent ces phases ; une réavancée très marquée entre 1807 et 1812 a ramené la plupart des glaciers à leur front de 1750, tandis que par la suite, le recul est devenu prédominant, avec simplement

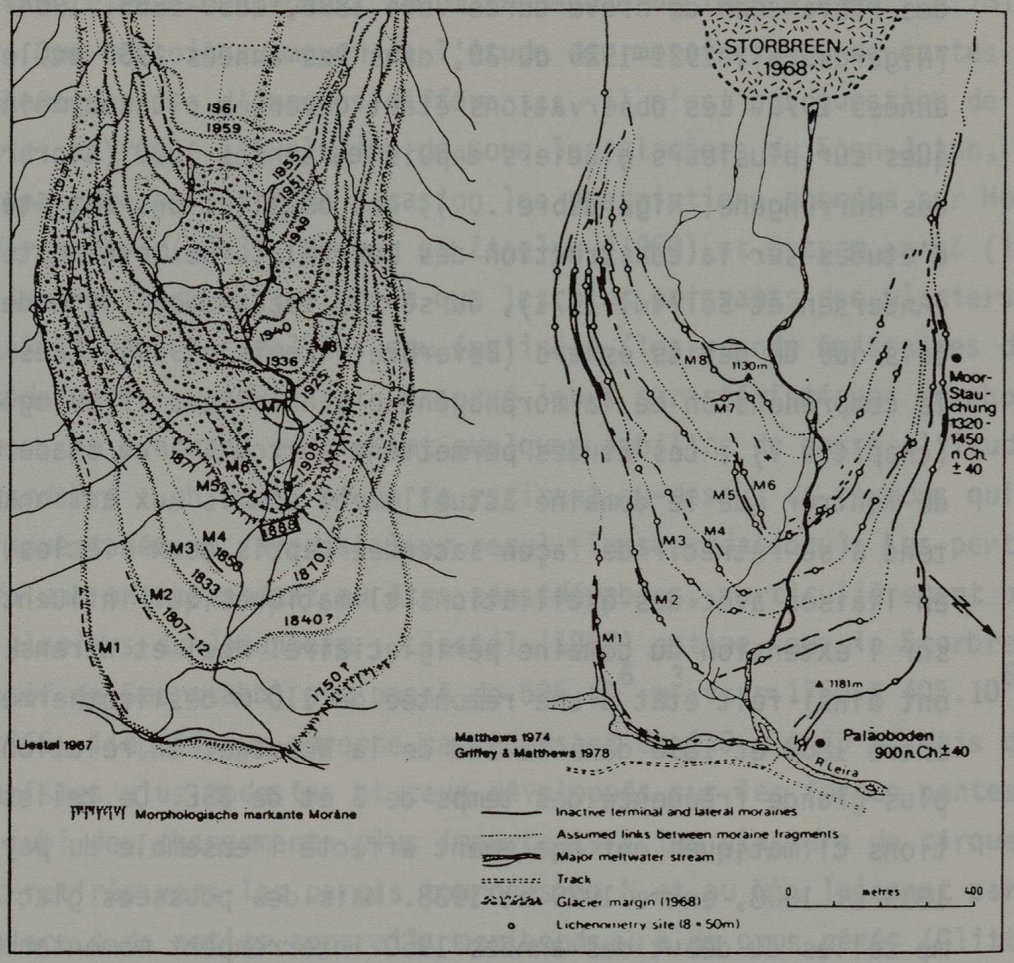


Figure 87 : La zone frontale du Storbe (Leirdal- massif de Smørstabb, Jotunheim occidental).

A gauche : morphologie et datation des moraines, d'après la lichénométrie (Matthews, 1974; Liestøl,1967).

A droite : datation des avancées plus anciennes (Griffey et Matthews, 1978).

Reprise d'après Schroerder-Lang (1983).

des réavancées de brève durée vers 1835, 1850-1855, 1904-1906 ou 10 (Nigardsbre), 1921-1925 ou 30, dans les années 1950 et le milieu des années 1970. Les observations étant devenues plus ou moins systématiques sur plusieurs glaciers depuis les années 1900 (Storbre, glaciers des Hurrungane, Nigardsbre...), ces oscillations ont été l'occasion d'études sur la construction des bourrelets de moraine terminale (Andersen et Sollid, 1971), ou sur le façonnement de modelés éphémères tels que de petits eskers (Bøverbre : Lewis, 1949). Très utiles dans la compréhension de la morphogénèse glaciaire et fluvioglaciaire (chapitre V) ; ces études permettent surtout, à ce stade de l'exposé de montrer que le domaine actuellement soumis aux actions glaciaires tend à se rétrécir de façon saccadée depuis deux siècles, sans doute en liaison avec des oscillations climatiques qui influent également sur l'extension du domaine périglaciaire. Hoel et Werenskiold (1962) ont ainsi fait état d'une remontée de 110 m des isothermes annuelles entre 1860 et 1890 dans le sud de la Norvège, en relation avec une plus grande fréquence des temps de S et de SSE. De telles améliorations climatiques ont également affecté l'ensemble du pays entre 1899 et 1908, entre 1929 et 1938. Mais des poussées glaciaires comme celles du début des années 1950 interrompent momentanément le recul ; dans ce cas précis, la poussée suit une augmentation des pressions moyennes sur l'Europe du nord et une plus grande fréquence des vents de N et NW dans la période 1940-1950, auxquelles peuvent être attribuées une baisse des températures moyennes et une augmentation des précipitations sur les flancs N et W des reliefs.

Les reculs glaciaires sont spectaculaires, parfois rapides (jusqu'à 40 ou 50 m par an), et bien connus pour les glaciers de vallée et de cirque grâce à la matérialisation par les moraines. L'existence récente de glaciers de cirque ou de courtes langues maintenant disparus peut être attestée grâce à elles, les cartes topographiques apportant d'ailleurs des indications sur l'extension de ces glaciers à telle ou telle date. C'est ainsi que le petit glacier E des Høgvagltindene (S de Leirvassvu) est représenté sur la feuille à 1/100 000 de Gjende, en 1934, comme une langue s'étalant en spatule au pied du massif, dans le fond de l'auge du Høvaglurdi, à 1410 m d'altitude; en 1971, nous n'avons vu de ce dispositif qu'une belle série d'arcs de moraine terminale, tandis que le glacier se restrei-

gnait au cirque suspendu à 280 m au-dessus du fond d'auge (ph.73).

Que ce soit au moyen de l'étude des moraines, ou de cartes et de photographies d'époques différentes, il n'est pas question de passer ici en revue l'évolution de tous les glaciers du Sogn-Jotun, et de reprendre par la même occasion les descriptions données par Hoel et Werenskiold(1962), Østrem et Ziegler (1969) et Østrem *et al* (1973). Nous en retiendrons simplement que les plus puissants des glaciers installés dans des vallées peu inclinées (les grands émissaires du Jostedalsbre, surtout) ont conservé leurs caractéristiques morphologiques, en évacuant simplement quelques ombilics de basse altitude (Nigardsbre : ph.69), et en se retirant au-dessus de verrous qui ont momentanément favorisé leur recul (Tunsbergdalsbre). Les pertes de volume ont cependant pu être considérables, particulièrement pour les glaciers du Jotunheim ; Liestøl (1967) estime que le Storbre (massif de Smørstabb) est passé de 595.10^6 m^3 vers 1750 à 405.10^6 m^3 en 1965, l'épaisseur moyenne se réduisant de 110 m à 75 m. Mais des organismes plus modestes et ceux développés sur les fortes pentes ont subi des changements plus importants : les glaciers de cirque se sont retirés vers les parois tournées au N et au NE, laissant parfois la place à de petits appareils moribonds ou à de gros névés (Glitterholet: ph. 74) ; des cascades de séracs, issues de calottes sommitales, et dont certaines alimentaient des glaciers de réactivation à très basse altitude, ont disparu (Suphelle). Les glaciers de plateau eux-mêmes ainsi que les nombreux névés des hautes surfaces ont subi de forts reculs, se sont morcelés, ou ont pu disparaître. Peu mobiles, sauf aux abords des zones de départ des langues émissaires, ces glaciers ne laissent derrière eux aucune construction morainique permettant de reconstituer les phases de leur retrait ; ils disparaissent simplement en s'amincissant et en se divisant en masses de glace morte dont les eaux de fonte s'échappent en ruissellements plus ou moins diffus (exemple : Geitåbre, au pied du Hesbrepiggan, en juillet 1978: ph.75).

Les variations de la superficie englacée restent difficiles à estimer, car les inventaires récents, depuis 1969 (Østrem *et al*, 1969, 1973) ne prennent en compte que les glaciers, alors que le inventaires antérieurs (Hoel et Werenskiold, 1962) comptabilisent aussi les névés. Ces variations sont considérables dans les domaines des plateaux voisins de la limite des neiges permanentes, comme le Breheim. Elles ne s'accompagnent guère de modifications dans la répartition des types

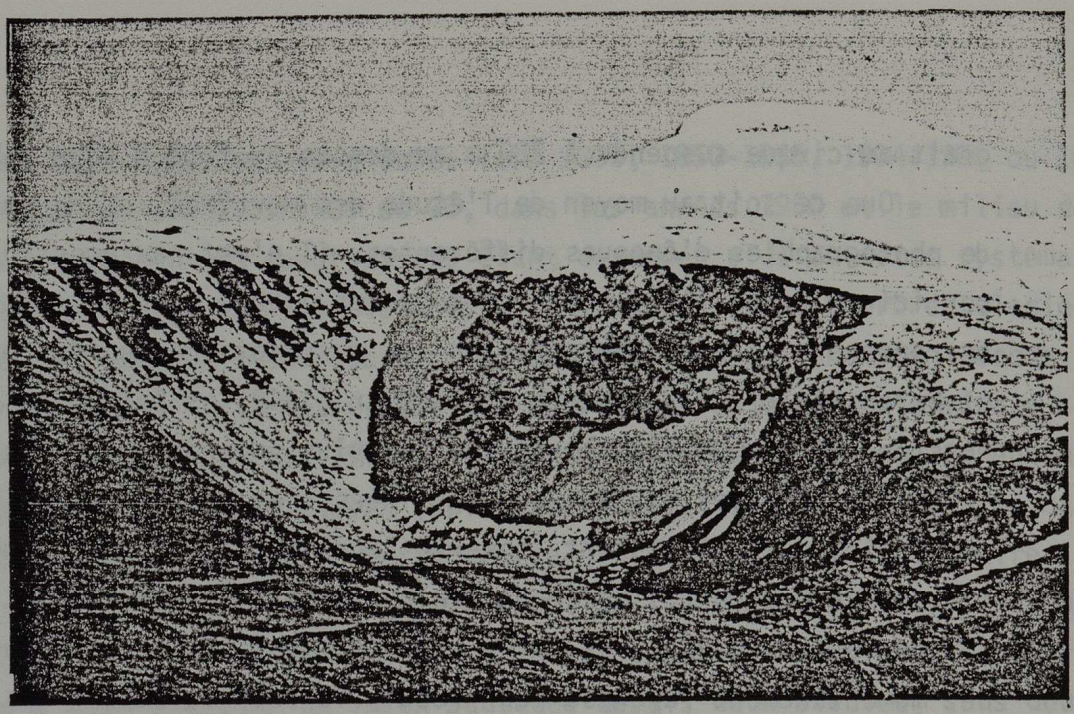


Photo 74. Le Glitterholet et le Glittertind (2470 m).

Vus vers l'est depuis le Juvasshø. Cirque glaciaire en fauteuil entaillé sur le flanc ouest de hautes croupes arrondies de gneiss à pyroxènes. Le glacier s'est retracté contre la paroi sud. La dissymétrie des parois souligne la structure.

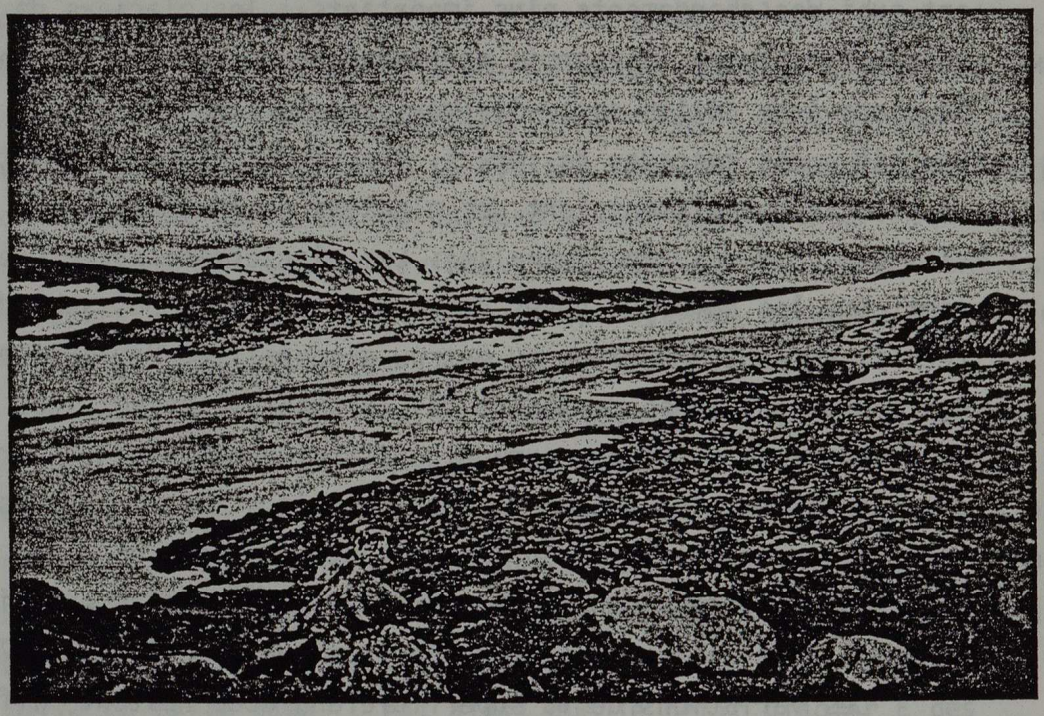


Photo 75. Vestiges du Geitåbre, sur la retombée SE du Hestbrepiggan, à 1600 m d'altitude.

Seuls subsistent une plaque de glace morte et des névés de 2 à 8 m d'épaisseur, sur un lit couvert de pierrailles faiblement déplacées.

de dynamique : elles confirment ou elles accentuent le contraste classique entre domaine des glaciers de plateau peu mobiles, sans doute morphologiquement peu actifs, et celui des glaciers de cirque et de vallée. Dans ce dernier cas, en contrebas de parois évoluant sous l'effet des processus périglaciaires, une série d'actions liées à la mobilité de la glace et au rôle des eaux de fonte organisées en écoulements plus ou moins concentrés s'exercent simultanément ou se succèdent dans le temps en un lieu donné, selon les changements d'équilibre et les oscillations du front.

D. Une glaciation de montagne récente et fluctuante

Les oscillations récentes et actuelles des glaciers illustrent une relative stabilité dans l'extension des domaines où agissent les processus morphogéniques liés au froid. Outre la diversité des associations de processus et les variations d'intensité des actions élémentaires commandées par la variabilité climatique séculaire ou interannuelle, *la durée* pendant laquelle ces processus ont pu intervenir est un facteur important pour l'appréciation de leur rôle effectif dans l'évolution des paysages.

1. Une dégradation climatique récente

L'énorme hiatus entre les moraines terminales des régions périphériques de la Scandinavie, édifiées lors des arrêts dans le retrait de l'inlandsis fennoscandien, et les moraines récentes liées à une glaciation de montagne qui n'a dépassé que de peu les limites actuelles, suggère qu'aucune phase importante de dégradation climatique et de glaciation n'a eu lieu dans l'ensemble des montagnes scandinaves entre les phases terminales de la dernière glaciation et le paroxysme de 1750 (Bergström, 1973). Ainsi, aucune moraine postérieure au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène n'existe dans les montagnes des Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jotun.

C'est à partir de 2700 BP (début de la période sub-atlantique, dans la séquence holocène classique de Blytt et Sernander, reprise et précisément datée dans l'échelle chronostratigraphique de Mangerud *et al*, 1974) que le climat est devenu plus frais et plus humide, ce qui a provoqué le retrait de la forêt vers ses limites actuelles ; en

même temps, l'épicéa est devenu prédominant dans les forêts du Valdres. Coupée par des épisodes relativement cléments et secs entre 0 et 400 de notre ère, à l'époque Viking, et vers 1350-1550 (Werner-Johannesen, 1977), cette période a été celle de l'expansion du domaine périglaciaire dans des régions qui n'avaient plus connu de conditions froides depuis la fusion de l'inlandsis, c'est à dire dans la plus grande partie des montagnes et des hauts plateaux. Elle a vu aussi croître ou se développer des glaciers sur des montagnes qui n'en possédaient pratiquement pas. Succédant à la période particulièrement favorable à l'installation humaine que fut l'âge du bronze, cette période, dont le début coïncide avec l'introduction de la métallurgie du fer, a été marquée pour les communautés montagnardes par une réduction progressive des possibilités d'utilisation des pâturages d'altitude et des vallées situés au coeur des massifs.

2. Le Petit Age Glaciaire

La dégradation climatique a été importante et brutale dès le début de cette période, les glaciers de montagne de Norvège du Nord et du Jotunheim ayant atteint vers 2700 BP des limites proches de celles de 1750, peu après l'instauration dans leurs zones terminales de conditions permettent la podzolisation (Griffey et Ellis, 1979; Karlén, 1981). Elle semble avoir connu un regain vers 600-700 après J.C. et un autre vers 1500, mais elle a culminé avec le Petit Age Glaciaire au cours duquel les glaciers et les névés ont pris une extension plus importante qu'actuellement: les planches et donnent une idée de ce phénomène grâce à la position des moraines terminales les plus externes. La répartition des zones englacées diffère peu de l'actuelle, mais un abaissement de la limite des neiges permanentes parallèle à celui de la ligne d'équilibre des glaciers (250 m selon T.O.Vorren, 1973 ; ou plutôt 145 m selon Matthews,1977) s'est sans doute traduit par la formation de vastes névés ou même de minces glaciers de plateaux dans des domaines maintenant libérés ou en cours d'évacuation (Breheim, bordure du Jostedalsbre, lourds sommets du Jotunheim central).

Dans le Sogn-Jotun, des documents cadastraux du XVIIè siècle font état de l'utilisation de pâturages dans des secteurs maintenant couverts de glace, de névés ou de moraines récentes. Les destructions de

terres arables et même de bâtiments de ferme ont été provoquées autour du Jostedalsbre (Nigardsdal, surtout) par la progression du front des grands glaciers de vallée (Hoel et Werenskiold, 1962), tandis que des témoignages mentionnent des descentes de fronts de cascades de séracs de 400 à 600 m entre 1650 et 1680 (Grove, 1972). Liée au gonflement de la calotte du Jostedalsbre amorcé dès le début du XVIIè siècle, cette progression s'est accompagnée à partir des années 1660-1680 d'un spectaculaire accroissement des avalanches, des chutes de blocs, des éboulements et des crues catastrophiques qui ont rendu inhabitables certaines parties des vallées très encaissées bordant le Jostedalsbre (région de Stryn et du Jostedal : Grove, 1972). La fréquence et l'ampleur de ces événements catastrophiques ont diminué depuis les années 1820-1850, bien que des éboulements parfois meurtriers se produisent encore de nos jours (catastrophes de Loen : 1905, 1936).

La reconstitution des contours et des dynamiques glaciaires vers 1750, et l'analyse des courbes de croissance des arbres autour du Jotunheim et dans le Sogn intérieur depuis cette date ont conduit Matthews (1977) à évaluer à 1°C le réchauffement depuis le paroxysme du Petit Age Glaciaire. En admettant une différence de même ordre pour l'archipel des Lofoten-Vesterålen, on peut penser qu'elle lui a assuré un enneigement plus stable en hiver, et que l'isotherme annuelle de 0°C s'est située vers 550 m, au lieu de 700m actuellement; toutefois, il est probable que l'étroitesse et la configuration des secteurs situés au-dessus d'une limite des neiges permanentes restée élevée (vers 900 m), n'ait pas permis aux glaciers de se développer hors des secteurs qu'ils occupent actuellemnt (est d'Austvågøy, sommets de Hinnøy).

Au total, en dehors des plus hauts plateaux et sommets, les domaines périglaciaires et glaciaires actuels n'ont subi les effets du froid que pendant une assez brève durée (2700 ans), après une période de conditions plus clémentes. Au cours de cette même période, les limites climatiques inférieures de ces domaines ne sont descendues que de 150 m environ au-dessous des actuelles, et ce pour des durées de quelques décennies ou quelques siècles tout au plus. Cette dimension chronologique doit être retenue dans l'appréciation des retouches qu'ont pu subir les formes héritées des périodes antérieures de glaciation, et surtout de la dernière.

II. LES SYSTEMES PASSES ET LEUR REPARTITION GEOGRAPHIQUE

L'extension limitée des glaciers actuels contraste avec celle que les moraines actuelles terminales indiquent pour les glaciations pléistocènes. Nous avons vu que les manifestations actuelles du froid et leur répartition dans les montagnes du bourrelet scandinave ne sont pas réellement le prolongement amoindri de ces glaciations : au hiatus chronologique holocène, somme toute bref (6000 ans environ) s'ajoutent une changement d'échelle géographique et chronologique, et même un changement de nature des phénomènes : le développement d'une glaciation de montagne assez limitée n'a que peu à voir, si ce n'est au niveau des phases initiales, avec le développement des inlandsis qui ont recouvert toute l'Europe du Nord. En fait, ces conditions si différentes, et d'autres sans équivalent actuel, ont régné à plusieurs reprises au cours du Quaternaire, et se sont traduites par des successions complexes de dynamiques, variables d'une région à l'autre et au sein même des grandes régions étudiées. A ces systèmes successifs, un même lieu doit de s'être alternativement trouvé englacé de différentes manières, soumis aux processus périglaciaires ou replacé dans les conditions du domaine tempéré frais. Nous essaierons d'en retracer la succession pour comprendre leur part originale dans la genèse des paysages.

Les conditions correspondant à la dernière glaciation (maximum et phases finales surtout) et à la période post-glaciaire, sont les mieux connues, grâces aux données de la géologie glaciaire et aux différentes méthodes d'étude des paléo-environnements post-glaciaires (Flint, 1971). Ces périodes sont d'ailleurs les seules de l'histoire géologique et géomorphologique récente de la Scandinavie pour l'étude desquelles on puisse recourir à des formations corrélatives directement analysables ; les dépôts de la fin du Pleistocène et de l'Holocène sont en effet pratiquement les seuls sédiments post-paléozoïques de Norvège, en dehors de quelques affleurements en terrain mésozoïques (cf. infra, livre 3). Ces données, essentiellement issues des travaux des quaternaristes scandinaves et localement complétées par nos soins, fourniront les principales bases de connaissance des dynamiques passées.L'appréciation des conditions ayant régné lors des stades et des périodes glaciaires antérieures est plus délicate, d'autant plus que le substratum et la topographie ont eux-mêmes évolué au fil de

ces glaciations : ce fait, et le manque de données interdisent en effet de transposer purement et simplement les indications d'ordre dynamique obtenues pour la dernière période glaciaire à celles qui l'ont précédées (Boulton , 1979).

Ces indications concernent surtout les modes et englacement, les phases de la déglaciation et les aspects bioclimatiques de l'évolution holocène. Elles fournissent *un cadre chronologique et géographique*, en montrant la place des régions étudiées par rapport aux inlandsis, à travers les phases de leur développement et de leur disparition. Mais il reviendra à l'analyse morphologique menée dans les chapitres suivants de préciser les caractères des dynamiques associées à chacune de ces phases, parmi les facteurs explicatifs de la diversité des formes et des modelés.

A. Une longue série d'événements glaciaires et interglaciaires

1. Problèmes méthodologiques

Etant des agents d'érosion nette dans leurs zones centrales (Boulton, 1979), les glaciers ont ceci de particulier qu'ils rendent difficilement identifiables les marques des processus morphogéniques qui les ont précédés à l'intérieur des limites de leur extension maximale, y compris celles que des glaciers plus anciens avaient pu laisser. Aussi des glaciations antérieures ne peuvent elles être définies que si elles ont dépassé les limites de la dernière , ou bien si des depôts ont été respectés par celle-ci, essentiellement dans les zones marginales de plaine, où l'érosion est plus limitée et où prédomine la tendance au dépôt de matériaux. Cette définition reste plus aléatoire à l'intérieur de ce domaine, dans les parties plus centrales des régions englacées, d'où la glace diverge. Tel est précisément le cas des montagnes du bourrelet scandinave qui, vers 18000 ou 20000 BP, sont incluses dans le grand inlandsis qui couvre toute l'Europe du nord (fig. 88). Cette situation correspond au maximum de la dernière période glaciaire pléistocène, dite glaciation "weichselienne", ou vistulienne , ou würmienne (nous retenons le premier terme par souci d'harmonisation de notre travail avec l'ensemble des études menées en Europe du nord : Mangerud *et al*, 1974).



KEY TO LETTERS SHOWING CENTERS OF OUTFLOW OF GLACIER ICE IN BRITAIN AND IRELAND

- A Scottish Highlands
- B Southern Uplands of Scotland
- C Cumberland highlands
- D Pennine Chain
- E Mountains of Wales
- F Mountains of Connemara and Donegal
- G Mountains of southern Ireland

KEY TO NUMBERS SHOWING SEPARATE AREAS OF INDEPENDENT GLACIATION IN CONTINENTAL EUROPE

SPAIN AND PORTUGAL

- 1 Sierra de Pena Negra
- 2 Sierra de Picos
- 3 Penas de Europa
- 3A Sierra de Aralar
- 4 Serra da Estrela
- 5 Sierra de Gredos
- 6 Sierra de Guadarrama
- 7 Sierra Nevada
- 8 Sierra Cebollera

FRANCE

- 9 Pyrenees Mts.
- 10 Auvergne and Cevennes Mts.
- 11 Vosges Mts.

GERMANY

- 12 Schwarzwald
- 13 Bayerische Wald
- 13A Harz Mts.
- 14 Bohmer Wald
- 15 Riesen Gebirge

POLAND AND CZECHOSLOVAKIA

- 16 West Beskiden Mts.
- 17 Tatra Mts.
- 18 Carpathian Mts.

CORSICA

- 19 Mountains of Corsica

SWITZERLAND AND ADJACENT COUNTRIES

- 20 The Alps

ITALY

- 21 Etruscan Apennines
- 22 Roman Apennines
- 23 Southern Apennines

BALKAN COUNTRIES

- 24 Dinaric Alps
- 25 Pindus Mts.
- 26 Mt. Olympus
- 27 Rhodope Mts.
- 28 Transylvanian Alps

U.S.S.R.

- 29 Caucasus Mts.

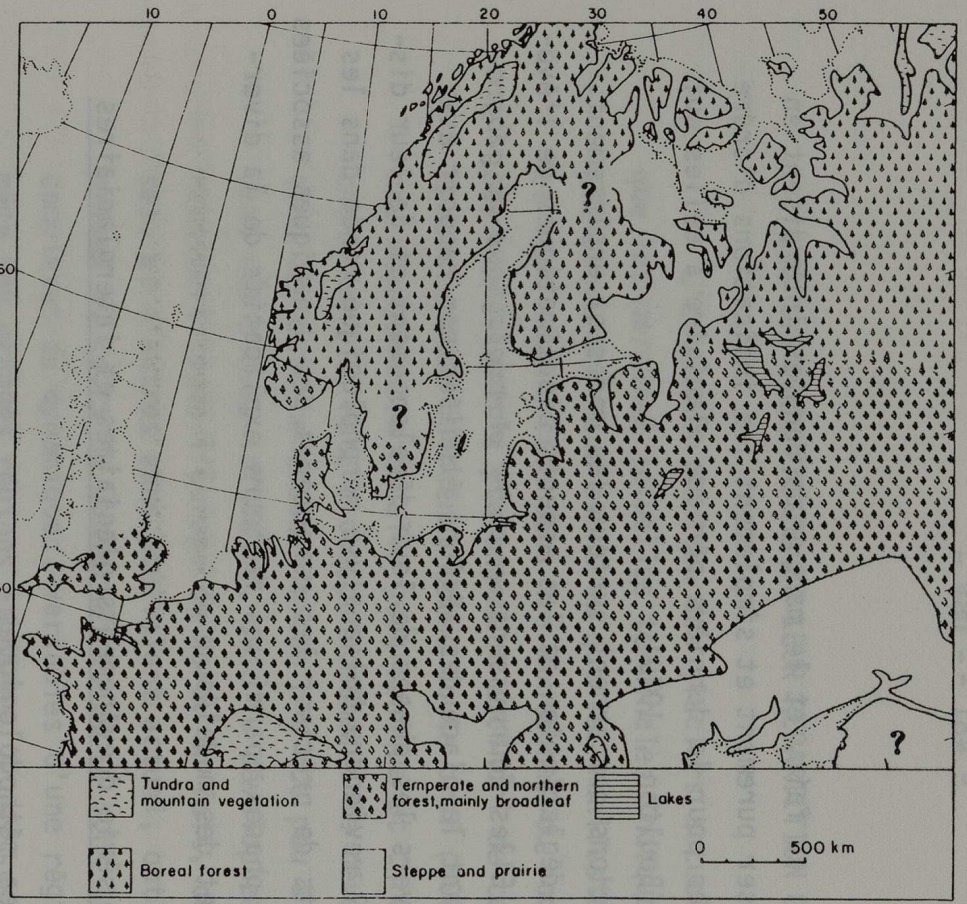


Figure 88 : Carte schématique de l'Europe du nord et du nord-ouest lors de l'interglaciaire éémien (Flint, 1971).

Figure 89 (ci-contre): Carte des inlandsis et des grands glaciers pléistocènes d'Europe septentrionale, centrale et occidentale. D'après Flint (1971) et Liedtke (1978).

Leur caractère montagneux, leur situation et leur rôle dans les phases initiales et tardives des glaciations expliquent que dans les deux régions étudiées, on ne connaisse à ce jour pratiquement *aucun indice datable se rapportant indiscutablement aux épisodes anté-weichseliens*.Bien que, pour les mêmes raisons, leur incidence directe sur les modelés ne puisse être estimée de façon indubitable, il est utile de faire état des connaissances acquises sur ces épisodes, et qui concernent essentiellement leur chronologie et leur extension spatiale. Pour cela, nous ferons appel aux publications sur quelques dépôts significatifs répartis dans les régions les plus proches, et surtout aux données de la géologie glaciaire et de la paléoclimatologie, obtenues dans les zones marginales des inlandsis et dans les aires de sédimentation continentale ou océanique voisines. Lors de l'étude du façonnement des reliefs, il sera en effet utile de rappeler que les processus morphogéniques liés aux périodes weichselienne et post-glaciaire - les seuls que l'on puisse réellement analyser - ont agi sur un subtratum déjà marqué par une longue série d'épisodes glaciaires et interglaciaires. Les modelés observables ne renseignent en fait que sur les dernières étapes de ce façonnement.

2. Indices continentaux de l'alternance de glaciations et d'interglaciaires

Les dépôts anté-weichseliens sont rares dans les Scandes. L'un des plus instructifs est celui de Fjøsanger, au sud de Bergen, sur la retombée ouest des Scandes (Mangerud, 1970, 1977). A la base, un till ancien est surmonté par deux lits de sables et de graviers remaniés d'origine sublittorale qui contiennent des mollusques typiques d'eaux plus chaudes qu'actuellement. Les pollens qu'ils contiennent indiquent d'abord l'installation d'une bétulaie, suivie par l'immigration de Pinus, Quercus (23% du total des pollens), Corylus, Alnus et Picea (jusqu'à 43%) : la façade ouest de la Norvège, et plus particulièrement la retombée SW des plateaux du Sogn et du Hordaland ont connu des climats tempérés, pour une part plus cléments encore que l'actuel, à une époque antérieure au maximum weichselien; l'abondance des spores de sphaignes indique en outre une humidité encore plus grande qu'actuellement. L'âge de ce dépôt excède les possibilités de datation précise au C 14, mais sa présence sous une séquence attri-

buée aux épisodes glaciaires du Weichselien ancien, ainsi que la différence entre l'environnement qu'il révèle et ce que l'on sait des interstades weichseliens incitent l'auteur à le considérer comme *éémien*.

Au sein même des Scandes, ce sont des conditions du même type que révèle le dépôt tourbeux remanié du petit bassin de Kroken, au débouché d'une auge suspendue dans le versant oriental du Lustrafjord: les branches intérieures du Sognefjord ont donc bénéficié comme aujourd'hui d'une situation climatique particulièrement clémente (Vorren, 1972). De même, en montagne, l'étagement de la végétation semble avoir été décalé en altitude par rapport à l'actuel,puisque les pollens du dépôt lacustre, indiquent la présence d'épicéas, suivie par l'installation de bouleaux vers la fin de l'optimum. Des arguments analogues à ceux de Mangerud (1970) incitent Vorren et Roaldset (1977) à corréler cet événement chaud, appelé *"Thermomère de Hovden"* avec l'interglaciaire éémien. Ces indications, ainsi que celles fournies par quelques dépôts récemment découverts en Suède (Agrell, 1979) restent très partielles, mais témoignent toutes de *l'existence dans la péninsule scandinave, avant la glaciation weichselienne, d'une période de climat un peu plus clément et sans doute plus humide que l'actuel*.

La plupart des autres indices proviennent de régions marginales des anciens inlandsis du bassin de la Mer du Nord, et des zones plus externes d'Europe moyenne, de l'Angleterre à la Russie. Les données de la géologie glaciaire y sont complétées par les données paléobiogéographiques et paléoclimatiques issues de l'étude stratigraphique et palynologique de plusieurs types de dépôts (tourbes et autres dépôts de marais ou de lacs, dépôts fluviatiles, littoraux, éoliens..). De même que ceux des Scandes, les dépôts éémiens de ces régions indiquent pour la Scandinavie, alors transformée en île par un bras de mer joignant la Mer du Nord à la Mer Blanche par la Baltique, des conditions plus clémentes que les actuelles, probablement accompagnées d'une déglaciation complète des montagnes (Flint, 1971; fig.89). Il s'agit là d'une période d'optimum climatique assez brève (environ 10000 ans); elle pourrait être associée à l'existence d'une Dérive nord-atlantique plus active que l'actuelle, et plus proche des côtes norvégiennes, les températures moyennes plus élevées étant liées à une plus grande fréquence des circulations atmosphériques de secteur sud (Kellogg, 1980).

L'interglaciaire éémien, long au total de 50000 ans (Lamb ,1977) a été précédé par des glaciations plus puissantes que la weichselienne. L'étude des constructions morainiques laissées par l'inlandsis fenno-scandien en Europe moyenne ,de l'Angleterre à la Pologne et à la Russie montre que *deux de ces glaciations au moins ont dépassé ses limites :* les glaciations *Elster* (l'équivalent du Mindel des Alpes) et *Saale :* Flint, 1971 ; fig. 88 . Nous reprenons pour leur dénomination l'échelle statigraphique généralement adoptée en Europe du Nord (Mangerud *et al,* 1974), et dont les grands éléments, avec leurs équivalents, sont rappelés dans le tableau 16 (Lamb, 1977). Ces deux glaciations, à la seconde desquelles sont attribués les bourrelets externes des moraines d'Egga, sur le rebord de la plate-forme continentale norvégienne (Holtedahl et Sellevol, 1972 ; Lien, 1976) sont antérieures à 125000 BP (l'optimum de l'Eémien, intervient vers 120000 BP); elles appartiennent au Pléistocène moyen, et se situent probablement entre 640 et 350 000 BP et 300 et 150 000 BP, respectivement (de Lumley, 1976). La reconnaissance au sein de la plus récente d'entre elles de deux stades distincts (Drente et Warthe, séparés par l'interstade de Treene) indique une évolution sans doute complexe.

L'Interglaciaire Holsteinien, entre Elster et Saale, est encore plus mal connu dans les montagnes scandinaves que l'Eémien. Les indices obtenus au Danemark (Hansen, 1965) et dans les régions voisines (Allemagne du nord, Pays Bas) indiquent une séquence analogue à celle de l'Eémien, ce qui suggère que le *même scénario se répète à chaque interglaciaire* (Flint, 1971, p. 628). Des conditions froides suivent la déglaciation, avec installation d'une flore boréale (bouleaux, pins) ; elles sont suivies par des conditions tempérées permettant , dans le sud de la péninsule scandinave, l'installation d'une chênaie mixte et finalement l'immigration d'espèces tardives comme le sapin ; enfin s'instaurent des conditions "post-tempérées", à flore boréale annonçant une nouvelle glaciation. Lors de l'optimum, la répartition des grands domaines bioclimatiques est proche de celle qu'indique la carte schématique reproduite par Flint (1971; fig. 89), et selon cet auteur elle dénote pour l'Holsteinien et l'Eémien des conditions légèrement plus clémentes que celles qui ont régné à l'Holocène, en association avec des niveaux marins plus élevés. Cependant, les travaux récents (Kellogg, 1980, p. 135) ne confirment

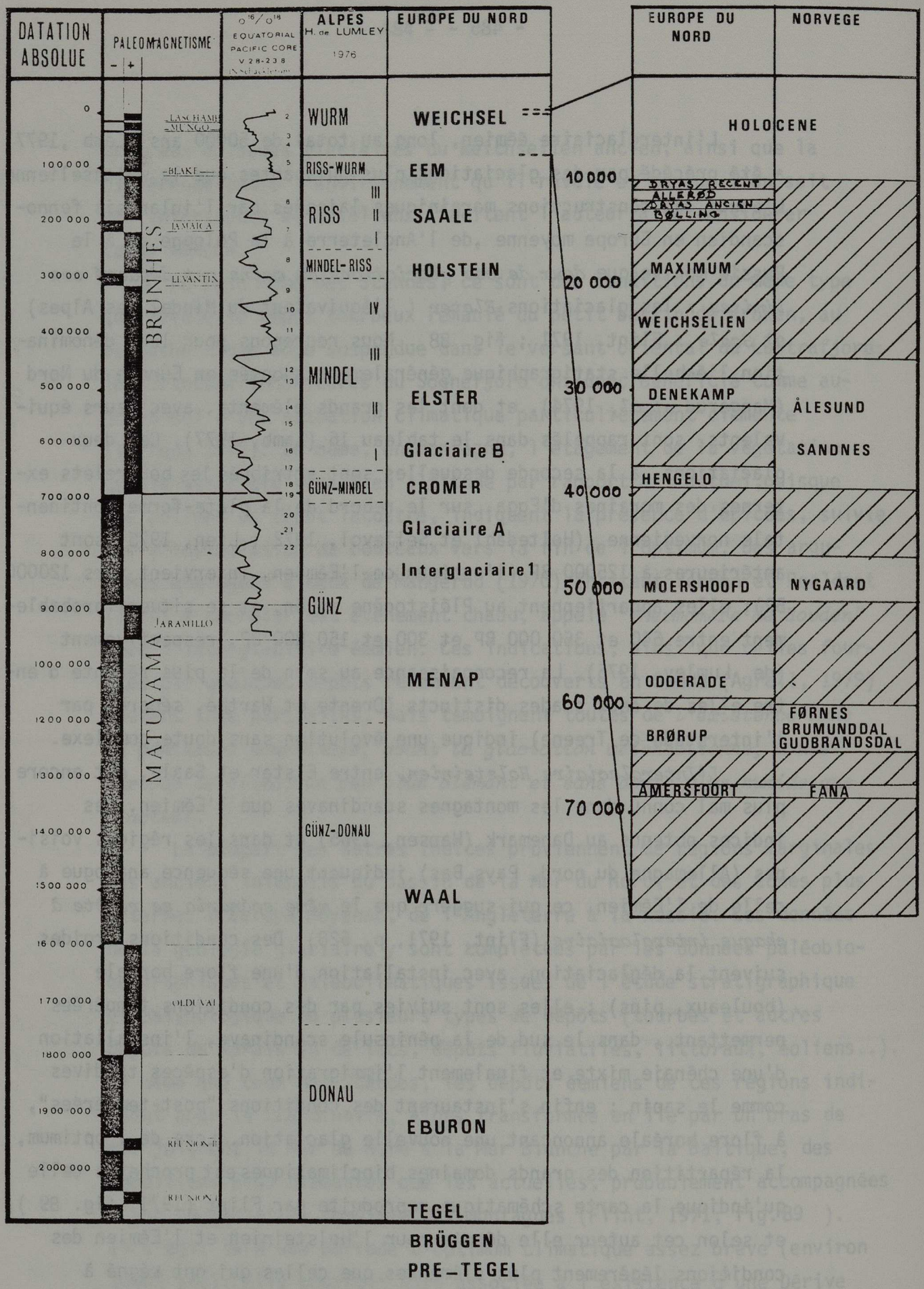


Tableau 16 - Chronostratigraphie du Quaternaire européen et de la Norvège. D'après de Lumley (1976), Mangerud et al (1974), Lamb (1977), PICG, Project 73/1/24 (1982), Blanc et al (1983).

pas de telles caractéristiques pour l'Holsteinien dans la péninsule scandinave, et Lamb (1977) indique que ces périodes de climat très clément ont été brèves et finalement assez rares (8% de la durée du Quaternaire): la plupart des interstades et des interglaciaires ont sans doute connu des climats plus rigoureux.

Si la chronologie de chacun des épisodes glaciaires et interglaciaires anciens reste assez obscure, la connaissance du nombre total de ces épisodes et la durée globale pendant laquelle ils sont intervenus tend à s'améliorer.L'étude statigraphique des lœss de Tchécoslovaquie a ainsi amené J.Kukla (1969) à l'idenfication de 16 périodes glaciaires sur 1,8 MA. Elles comprennent probablement les stades au sein des glaciations proprement dites. Mais certains des stades et interstades précédemment mentionnés (les stades de la glaciation de Saale) sont tellement importants qu'ils ont longtemps été considérés comme des périodes glaciaires et interglaciaires à part entière : le partage entre divisions et subdivisions comporte une large part de convention, tout au moins pour les épisodes anciens. En Europe de NW, on connaît au moins deux périodes glaciaires antérieures à l'Elster et à l'interglaciaire Harreskovien, et donc, d'âge supérieur à 700 000 BP (Menap et Eburon, en partant de la plus récente, séparées par l'interglaciaire Waalien), sans parler de celles, beaucoup plus mal connues qui précèdent l'interglaciaire Tiglien (Pretiglien ou Brüggen, vers 2,47 MA : Blanc *et al*, 1983), après les épisodes chauds du Brunssumien et du Reuvérien : tableau 16.

3. Les apports de la sédimentologie océanique : le cadre chronologique et paléoclimatique

Plus que les témoins continentaux des glaciations anciennes, ce sont les indications fournies par les sédiments océaniques qui donnent une image du phénomène glaciaire non limitée à ses dernières manifestations. L'analyse et la datation des sédiments glacio-marins de l'Atlantique nord, l'établissement de courbes de paléotempératures d'après les rapports O^{18}/O^{16} de tests de foraminifères et la reconstitution des paléo-environnements marins grâce aux travaux de micropaléontologie sont en effet riches d'enseignements aussi bien sur le plan chronostratigraphique que sur le plan paléoclimatique, en particu-

lier grâce à la reconstitution des anciennes circulations océaniques (entre autres: Ruddiman, 1977 ; Kellogg, 1977, 1980; Blanc *et al*, 1983).

En ce qui concerne la chronostratigraphie du Pléistocène et l'apparition des glaciers, les travaux fondés sur ces méthodes concordent pour montrer que des glaciers d'extension régionale se sont formés autour de l'Atlantique nord avant la limite Pliocène-Pléistocène, fixée vers 3 MA par certains statigraphes (cf. Flint, 1971 ; de Lumley, 1976) et maintenant ramenée à la fin de l'événement à polarité magnétique normale d'Olduvai, c'est à dire à 1,6 MA (Bowen, 1978; Blanc *et al*, 1983). A cet égard, les forages des legs 38, 47, 48 et 116 du Deep Sea Drilling Project apportent des indications précieuses, aussi bien sur la durée globale de la période caractérisée par le développement de glaciations, que sur la chronologie de ces glaciations en Scandinavie. Ainsi, l'étude des Ostracodes montre que c'est à partir du Pliocène supérieur qu'apparaissent en Mer de Norvège des eaux très froides $< 3°C$, et très pauvres en éléments nutritifs ; Ducasse et Peypouquet (1978) mettent cet événement en rapport avec les premières grandes glaciations. Cette indication est confirmée par l'analyse minéralogique des dépôts traversés par les forages des legs 47 B et 48 (Latouche et Maillet, 1978), ainsi que par l'étude directe des *sables glacio-marins* effectuée à partir de 32 forages au sud de l'Islande par Ruddiman (1997 b).

Plus près des côtes norvégiennes, les forages du legs 38 (Plateau de Vøring, bassin des Lofoten) indiquent l'apparition de dépôts glacio-marins vers 3 MA, puis *des oscillations climatiques* reflétées par la courbe O^{18} de l'espèce Cycladophora davisiana (Schrader *et al*, 1976). Cependant, Blanc *et al*, (1983) ont montré que le refroidissement et la formation de grands glaciers n'ont affecté le nord-ouest européen que plus tard, vers 2,3 MA, sans doute sous l'effet d'une persistance prolongée de la Dérive nord-atlantique. La lithologie des dépôts du Bassin norvégien et de la partie ouest du Bassin des Lofoten confirme les oscillations avec, à partir de la limite Plio-Pléistocène, le dépôt cyclique de lits de sable, silt et argiles en vrac (avec des fragments de granite, de basalte, de schistes à amphibole, de calcaires, et des paillettes de biotite, apportés par les glaces flottantes), en alternance avec des lits de "marlstone" et d'argile (hydromicas surtout) déposés grâce à des pénétrations d'eaux

atlantiques plus chaudes, lors des interglaciaires (Kossovskaya *et al*, 1978; Renngarten *et al*, 1978). L'étude des sédiments du Plateau de Vøring, au droit des côtes du Nordland, montre d'ailleurs que c'est lors des premières glaciations, à la charnière du Plio-Pléistocène (Caston, 1976), que la sédimentation et par conséquent l'érosion glaciaire sur le continent ont été les plus actives (Emelyanov *et al*, 1978): cette observation sera essentielle pour l'analyse des renseignements que les modelés glaciaires actuellement observables apportent sur l'efficacité morphogénique des glaciations.

Cette séquence est de mieux en mieux connue dans ses phases les plus récentes, grâce aux travaux menés dans le cadre du projet CLIMAP. Elle s'inscrit dans un contexte de refroidissement global que révèlent les carottages effectués sous toutes les latitudes (Shackleton et Opdyke, 1976) et qui s'est traduit par un englacement précoce de l'Antarctique dès le Miocène. Dans l'hémisphère nord, des englacements locaux (par exemple dans le sud de l'Alaska dès 10 MA) ont précédé le développement temporaire (Amérique du nord, Fennoscandie) ou durable (Groenland) des inlandsis (Flint, 1971 ; Andrews, 1974).

Nous ne discuterons pas ici des causes paléoclimatiques envisageables pous ces glaciations, ni du processus de refroidissement qui les a précédées au long du Cénozoïque (voir Lamb, 1977 ; Frakes, 1979 et livre 3). Mais nous retiendrons de ce bref aperçu que *c'est pendant une période d'environ 2,3 MA, depuis le Pliocène supérieur, que les montagnes du bourrelet scandinave ont connu de multiples périodes d'englacement.*

Ces périodes d'englacement (au moins 10 maxima glaciaires dans le dernier million d'années , d'après Shackleton et Opdyke, 1976) ont alterné avec d'aussi nombreuses phases (interglaciaires, interstades) de déglaciation plus ou moins complète. Au cours de celles-ci, des conditions tempérées ou froides ont pu régner, selon une répartition chronologique et spatiale dont les caractéristiques de l'Holocène ne peuvent donner qu'une idée très partielle (en tenant compte par ailleurs, pour les manisfestations locales, des modifications subies par le relief et les systèmes de versants au cours du Pléistocène).

D'après les travaux de Kellogg (1977, 1980), il semble en effet qu'au cours des 450 000 dernières années, les conditions froides soient restées prédominantes, avec une banquise plus ou moins perma-

nente sur la Mer de Norvège. Les interglaciaires anté-éémiens ont tout au plus connu un retrait saisonnier de la banquise dans le sud de la Mer de Norvège, et des arrivées d'eau depuis l'Atlantique nord bien moins importantes que celles liées à la Dérive nord-atlantique (Kellogg, 1980). Seuls l'optimum de l'interglaciaire éémien et la période holocène et actuelle ont vu s'établir la Dérive nord-atlantique et des climats relativement doux et humides sur la Scandinavie (20.000 ans sur 450 000 ans): *la présence d'inlandsis a donc été la règle plutôt que l'exception au Pléistocène moyen et supérieur* (Kellogg, 1977), y compris lors des interglaciaires anté-éémiens, au cours desquels d'importantes calottes de glace ont dû persister dans les montagnes. Selon cet auteur, *c'est un climat plus ou moins voisin de celui qui règne actuellement au Spitsberg qui a régné sur la Scandinavie depuis près d'un demi-million d'années.* La Mer de Norvège étant gelée au moins saisonnièrement, les périodes sans inlandsis ont le plus souvent été caractérisées par des climats à hivers froids et secs, à étés frais et plus arrosés ; il ne s'y est tout au plus développé qu'une toundra sans doute semblable à celle du nord du Canada et de la Sibérie. Le climat actuel et celui de l'optimum éémien apparaissent donc anormaux dans cette longue séquence.

Il reste cependant impossible de saisir les détails de cette longue évolution dans les régions étudiées : les précisions sur les modes d'englacement et une répartition géographique des types d'action ne sont possibles que pour les derniers épisodes.

B. Les Lofoten-Vesterålen et le Sogn-Jotun sous les inlandsis pléistocènes : les enseignements de la glaciation weichselienne

En dehors de leurs limites d'extension maximale, les autres caractéristiques des glaciations pré-weichseliennes restent mal connues. En revanche, les méthodes de la géologie glaciaire et les données paléoclimatiques de plus en plus détaillées pour les 120 000 dernières années permettent de saisir les différentes phases de la glaciation weichselienne, ainsi que les types de dynamiques qui leur sont associés .Importantes pour rendre compte des modelés, ces données permettent en outre de se faire une idée du cours des glaciations anciennes, dans la mesure où le scénario des périodes glaciaires et interglaciaires avec leurs stades et leurs interstades, semble d'être répété de façon

plus ou moins semblable pendant une longue durée.

1. Les phases initiales : la glaciation de montagne

Les données sur les phases antérieures au maximum glaciaire sont rares ou absentes dans les régions étudiées. Mais les schémas paléoclimatiques et la répartition des phénomènes glaciaires actuels ou récents permettent de se faire une idée de ce qu'ont été les premières phases de la glaciation, d'autant plus que des traces en ont été identifiées dans certaines régions proches.

C'est vers 75 000 - 70 000 BP que se situe le début de la glaciation weichselienne, selon la plupart des auteurs. Elle succède à une assez longue période de rafraîchissement inaugurée dans l'Atlantique nord au cours de l'interglaciaire éémien, vers 115 000 BP (Dansgaard *et al*, 1971; Flint, 1971; fig. 90). Marquée par un bref épisode froid vers 90 000 BP (Lamb, 1977), cette période est d'ailleurs rattachée par certains au Weichselien, ou Würm ancien (Ruddiman, 1977 a; Bowen, 1978).

Les cartes paléo-océanographiques de l'Atlantique nord publiées par Kellogg (1980; fig. 91) montrent que l'organisation de la circulation marine superficielle était analogue à l'actuelle vers 120 000 BP, lors de l'optimum éémien; la dérive nord-atlantique était probablement plus active encore que l'actuelle, et plus proche des côtes norvégiennes (d'où les conditions très clémentes et humides précédemment évoquées). En revanche, vers 82 000 BP, la répartition de Globigerina pachyderma et de la faune subpolaire montrent qu'une banquise saisonnière s'est établie sur le sud de la Mer de Norvège, et que les vents d'ouest entraînent des glaces le long des côtes norvégiennes déjà bloquées, alors que la dérive nord-atlantique est détournée vers les côtes sud de l'Islande. Ces nouvelles conditions sont représentatives, selon l'auteur, de celles qui régnaient lors de la plupart des interglaciaires anté-éémiens; elles se sont probablement accompagnées d'un important abaissement des températures sur la façade occidentale de la Scandinavie et de l'établissement saisonnier de forts vents de secteur nord (Lamb, 1977). Mais la circulation atmosphérique d'ouest et surtout de SW, la seule alors susceptible d'apporter des précipitations abondantes, paraît être restée active, commandant des dissymétries analogues aux actuelles. Le refroidissement

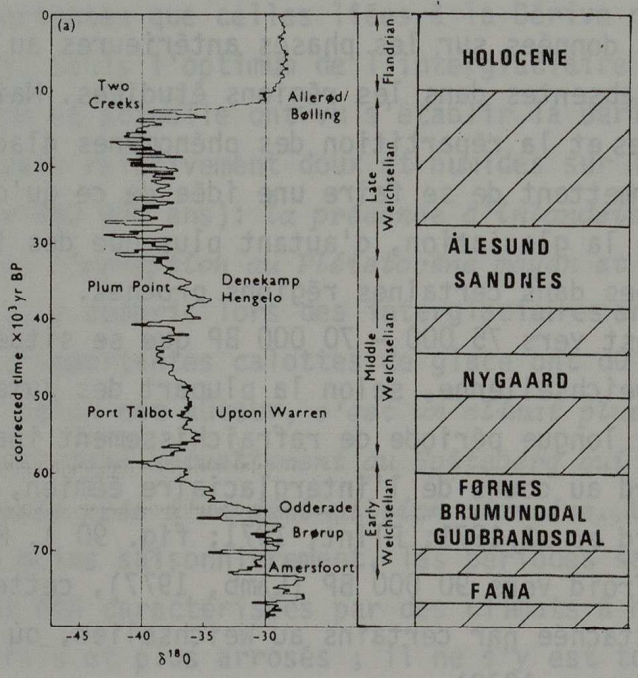
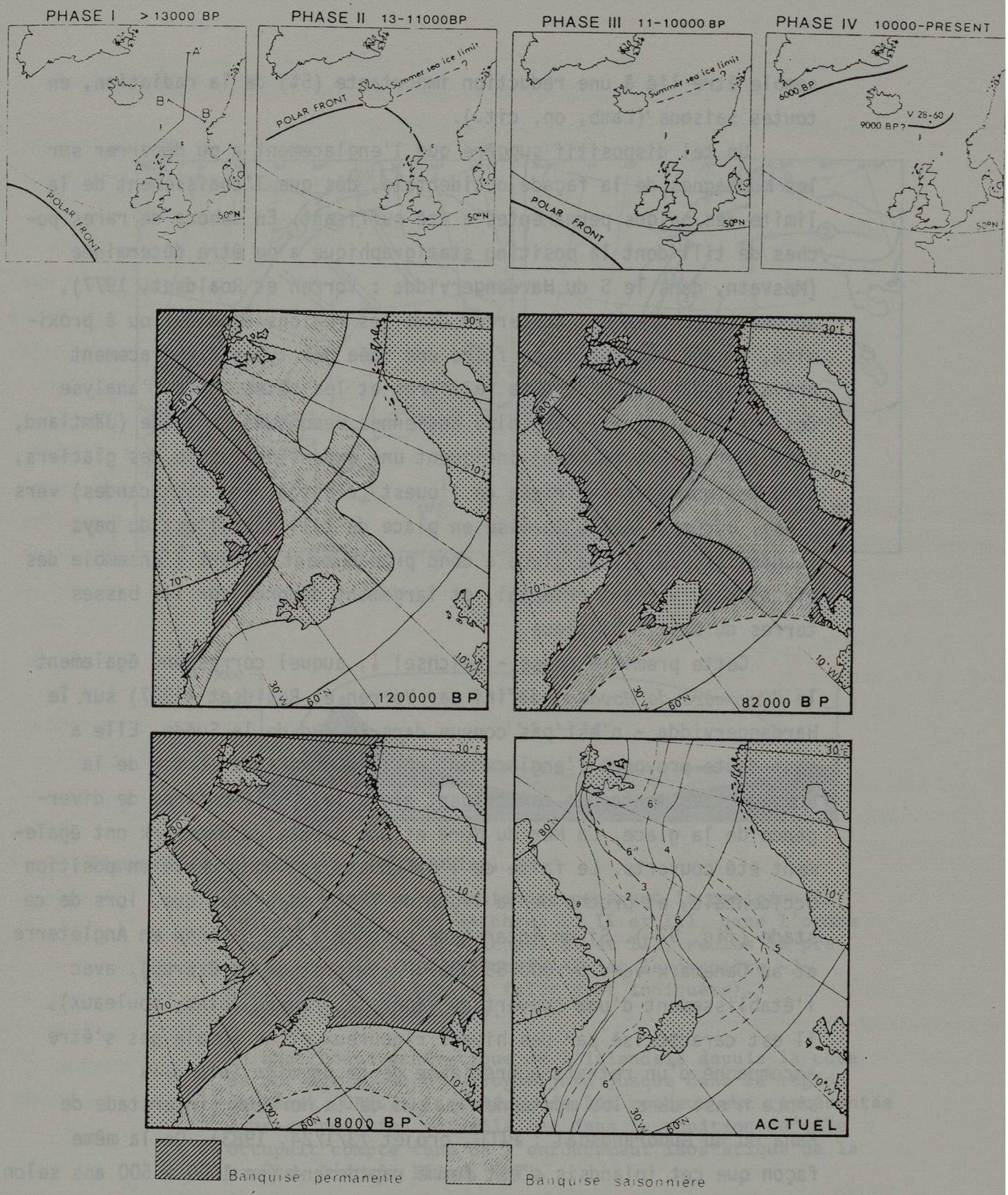


Figure 90 : Fluctuations des teneurs en ^{18}O à Camp Century (Groenland) pour les 80 000 dernières années, d'après Dansgaard *et al* (1971). En regard de cette courbe sont reportés les principaux interstades de la glaciation weichselienne en Europe du nord et en Norvège (à droite, d'après PICG, 1982).



La banquise dans l'Atlantique nord, d'après T. B. Kellogg, 1980. Sur la dernière carte sont indiqués : 1) Limite maximale de la banquise couvrant 50 % de la mer en août ; 2) Limite maximale de la banquise couvrant 10 % de la mer en août ; 3) Position moyenne de la banquise recouvrant 50 % de la mer en février ; 4) Position maximale de la banquise recouvrant 10 % de la mer en février ; 5) Extension historique maximale de la banquise entre 1770 et 1820 (d'après travaux de Lamb) ; 6a et b) Maxima normaux, variables, selon les années, de 1800 à 1818 (Lamb).

Figure 91 : Cartes paléo-océanographiques de l'Atlantique nord, d'après Jansen *et al* (1983) et Kellogg (1980).

semble être lié à une réduction importante (5%) de la radiation, en toutes saisons (Lamb, op. cit.).

Un tel dispositif suggère que l'englacement a pu démarrer sur les montagnes de la façade occidentale, dès que l'abaissement de la limite des neiges permanentes a été suffisant. En dehors de rares poches de till dont la position statigraphique a pu être déterminée (Møsvatn, dans le S du Hardangervidda : Vorren et Roaldset, 1977), aucune trace n'en est conservée dans les régions étudiées ou à proximité, ce qui empêche de se faire une idée des types d'englacement prévalant sur les montagnes faîtières et les côtes. Mais l'analyse des stries glaciaires les plus anciennes reconnues en Suède (Jämtland, Västerbotten, Norrbotten) indiquent une expansion rapide des glaciers, avec des mouvements dirigés de l'ouest (c'est à dire des Scandes) vers l'est, accompagnés de la mise en place de till dans l'est du pays (Lundqvist, 1974). La glace a donc probablement couvert l'ensemble des plateaux du versant oriental, et largement débordé sur les basses terres du bassin baltique.

Cette première phase - Weichsel I, auquel correspond également le *"Cryomère de Hovden"* défini par Vorren et Roaldset (1977) sur le Hardangervidda - n'est pas connue dans le sud de la Suède. Elle a sans doute provoqué l'englacement de la plus grande partie de la Norvège, les montagnes constituant alors les seuls centres de divergence de la glace. La Mer du Nord et une partie du Danemark ont également été couverts. Le faîte de l'inlandsis est donc resté en position occidentale, et proche de la ligne de faîte topographique, lors de ce stade (fig. 92). Si un interstade précoce a été reconnu en Angleterre et au Danemark vers 57 000-59 000 BP (interstade de Brørup), avec l'établissement d'une couverture végétale arborée (pins, bouleaux), il est caractérisé par des hivers rigoureux et ne semble pas s'être accompagné d'un retrait appréciable de ce premier inlandsis si ce n'est dans les montagnes du sud de la Norvège (interstade de Fana ou du Gudbrandsdal : PICG, projet 73/1/24, 1983). De la même façon que cet inlandsis s'est formé rapidement (en 1000 à 500 ans selon Lamb), il semble que son retrait ait été rapide à la fin du Weichsel I, vers 50 000 BP, et que de vastes régions de la péninsule scandinave aient été libérées, sous l'effet d'un réchauffement marqué. Le dépôt de Fjøsanger n'indique cependant pour la façade NW de la Norvège que la présence de graminées et de bouleaux lors des interstades du Weichselien ancien, attestant des conditions restant pour l'essentiel assez rigoureuses (Mangerud, *et al*, 1977).

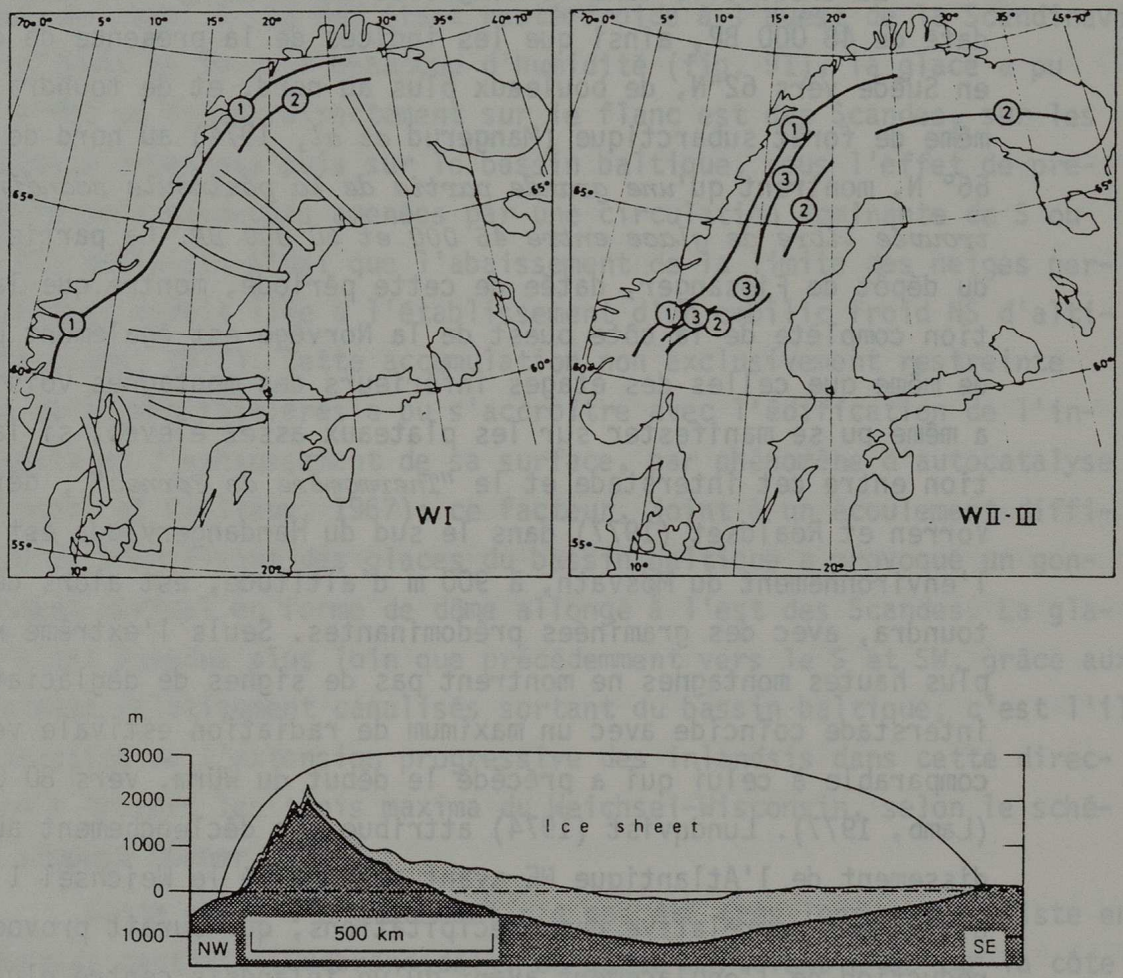


Figure 92 : L'inlandsis weichselien.

En haut : cartes schématiques montrant la position du faîte glaciaire aux Weichsel I, II et III, dans l'ordre chronologique (pour Weichsel II et III, seules la première -1-, la plus orientale -2- et la dernière -3- positions de la zone de faîte sont indiquées). D'après Lundqvist, 1974.

En bas: coupe schématique de l'inlandsis depuis la côte de Norvège au nord du Sognefjord jusque dans la région de Minsk (URSS); la surface du lit rocheux est représentée dans sa position actuelle, et dans la position qu'elle occupait compte tenu de l'enfoncement isostatique de la croûte. D'après Flint, 1971.

2. Allées et venues de l'inlandsis au Weichselien moyen

La trouvaille dans le Ringerike (NW d'Oslo) d'un tronc d'épicéa daté de 48 000 BP, ainsi que les indices de la présence de conifères en Suède vers 62°N, de bouleaux plus au nord, et de toundra ou même de forêt subarctique (Mangerud *et al*, 1974) au nord de 65° ou 66° N, montrent qu'*une grande partie de la péninsule scandinave s'est trouvée libre de glace entre 45 000 et 50 000 BP*. La partie supérieure du dépôt de Fjøsanger, datée de cette période, montre que la déglaciation complète de la côte ouest de la Norvège est également probable, de même que celles des étages inférieurs des montagnes voisines. Elle a même pu se manifester sur les plateaux assez élevés, si la corrélation entre cet interstade et le *"Thermomère de Førnes"*, défini par Vorren et Roaldset (1977) dans le sud du Handangervidda est vérifiée; l'environnement du Møsvatn, à 900 m d'altitude, est alors celui d'une toundra, avec des graminées prédominantes. Seuls l'extrême nord et les plus hautes montagnes ne montrent pas de signes de déglaciation. Cet interstade coïncide avec un maximum de radiation estivale vers 65° N comparable à celui qui a précédé le début du Würm, vers 80 000 BP (Lamb, 1977). Lundqvist (1974) attribue son déclenchement au refroidissement de l'Atlantique NE ayant accompagné le Weichsel I et à la diminution corrélative des précipitations, qui aurait provoqué une réduction de l'englacement avant qu'un inlandsis centré plus à l'est ait pu se développer. Mais le sud de la péninsule scandinave semble avoir connu, avec le retrait de l'inlandsis, un regain des circulations d'ouest et des précipitations correspondantes.

Cet interstade, dénommé *interstade de Nygaard* (Andersen *et al* 1981), est corrélé avec les interstades de Peräpohjola (Finlande) et de Karuküla (Estonie). Des corrélations sont également possibles avec la courbe paléoclimatique établie pour les 120 000 dernières années par Dansgaard *et al*, (1971) d'après les variations de la teneur en O^{18} des glaces groenlandaises traversées par le forage de Camp Century (fig. 90).

Le stade Weichsel II correspond à un retour de la glace sur la plus grande partie de la Scandinavie (Lundqvist, 1974). Bien que ses traces soient difficiles à distinguer de celles du stade suivant (en Suède, on lui attribue un till déposé entre les lits interstadiaires

du Jämtland et de la Göta Älv), il paraît établi que cette phase d'englacement a affecté la Norvège et la plus grande partie de la Suède jusqu'à la Scanie, en fonction d'un centrage différent de celui du stade Weichsel I. La mer étant restée froide à l'ouest de la Scandinavie et n'ayant pu fournir beaucoup d'humidité (fig. 91), la glace a pu en effet se former directement sur le flanc est des Scandes, sur les plateaux orientaux puis sur le bassin baltique, sous l'effet de précipitations neigeuses amenées par une circulation dominante de S ou de SE; celle-ci, ainsi que l'abaissement de la limite des neiges permanentes, serait liée à l'établissement d'un ombilic froid NS d'altitude (Lamb, 1977). Cette accumulation non exclusivement restreinte aux montagnes faîtières a pu s'accroître avec l'édification de l'inlandsis et l'exhaussement de sa surface, par phénomène d'autocatalyse (Tricart et Cailleux, 1967); ce facteur, joint à un écoulement difficile et insuffisant des glaces du bassin baltique a provoqué un gonflement maximal en forme de dôme allongé à l'est des Scandes. La glace s'est étendue plus loin que précédemment vers le S et SW, grâce aux courants relativement canalisés sortant du bassin baltique; c'est l'illustration de l'extension progressive des inlandsis dans cette direction à travers les trois maxima du Weichsel-Wisconsin, selon le schéma proposé Mörner (1977).

Cette phase d'englacement n'a pas été très longue. Il existe en Norvège centrale (Gudbrandsdal), en Suède méridionale et sur la côte ouest de la Norvège de nombreux indices de déglaciation, sous la forme de dépôts fluviatiles, fluvioglaciaires ou marins fossilifères. Des coquilles (Mya truncata) et des dents de mammouth contenues dans ces dépôts ont été datées au C^{14} de 24 000 à 40 000 BP (Bergersen et Garnes, 1971, 1972 ; Mangerud *et al*, 1979). Ces données montrent qu'une partie au moins de la façade atlantique, du centre ouest et du sud de la péninsule scandinave se sont trouvées libres de glace au cours d'un long interstade (*Interstade de Sandnes*, ou *Interstade d'Ålesund* : Mangerud *et al*, 1979, 1981. En revanche le Hardangervidda ne montre aucun signe de déglaciation (Vorren et Roaldset, 1977 : *"Cryomère de Førnes"*). Cette période, caractérisée par des alternances de réchauffements (vers 43 000 BP) et de refroidissements (vers 38000 36 000 BP; Lamb, 1977) est corrélée avec les interstades de Hengelo et de Denekamp (Pays-Bas): fig. 90 . Si la déglaciation d'une grande partie des régions de basse altitude du Sogn-Jotun (plateaux, grandes

vallées et fjords, abords de l'Ottadal-Gudbrandsdal, façade ouest) est certaine, celle de l'archipel des Lofoten-Vesterålen et de ses montagnes n'est que probable, dans la mesure où on ne connaît aucun indice de déglaciation du nord et de l'est de la péninsule scandinave.

3. Le maximum glaciaire

a. établissement et extension de l'inlandsis

Le stade glaciaire suivant culmine vers 18 000 BP: c'est aussi le paroxysme de la glaciation weichselienne, que les auteurs s'accordent pour corréler avec le bas niveau marin mondial d'environ - 125 m (Mörner, 1971).

Coïncidant avec la période la plus froide du weichselien (fig. 90), ce stade appelé Weichsel III débute vers 25 000 BP. L'analyse des dépôts et des stries montre que les hautes montagnes du nord, et de la Norvège méridionale ont d'abord servi de centres de glaciation, ce qui a favorisé le retour de la glace sur la façade occidentale et son extension vers le SW, jusqu'à la jonction avec les glaces britanniques (Lundqvist, 1965, 1974). Le faîte glaciaire s'est d'abord établi sur le faîte topographique, comme le montre par exemple l'existence au début de cette phase d'un courant de glace parcourant le Gudbrandsdal vers le SE, à l'E du Jotunheim et au S des Rondane (Garnes, 1979; Hole et Bergeren, 1981). Mais sous l'effet de mécanismes probablement analogues à ceux qui ont été évoqués lors du stade Weichsel II, le faîte de l'inlandsis ("ice divide") s'est rapidement déplacé vers l'est et le SE, en même temps que s'est trouvé réactivé la dôme de glace qui semble avoir persisté au NE. L'"ice-divide" s'est donc établi le long d'une ligne allant de l'Østlandet norvégien (Garnes, 1979) ou du Jotunheim (Sollid et Sørbel, 1979) au nord de la Suède et de la Finlande et à la péninsule de Kola (Lundqvist, 1974; fig. 92 ; Liedtke, 1978 ; fig. 88). L'aire de relèvement glacio-isostatique post-glaciaire maximum montre que c'est à l'emplacement du Golfe de Bothnie que la glace a atteint sa plus grande épaisseur (3000 m; Zonneveld,1973).

Selon les estimations récentes (Zonneveld, 1973; Denton *et al*, 1977; Grosswald, 1977; Liedtke, 1978), l'inlandsis weichselien s'est étalé sur 6 200 000 à 8 370 000 km^2. Ces chiffres élevés tiennent

compte de la continuité, lors du paroxysme, entre les glaces scandinaves et celles des Iles Britanniques, de la Mer de Barents et du NW de la Russie, jusqu'à l'est de la Péninsule de Taymir (fig. 88). Cette superficie, qui reste de toutes façons inférieure aux 11 600 000 km^2 de l'inlandsis laurentien et aux 12 653 000 km^2 de l'inlandsis antarctique actuel, est inférieure à celle atteinte lors des glaciations Elster et Saale : cette moindre extension traduit en particulier l'absence des lobes qui s'étaient auparavant développés vers le S et surtout le SE (fig. 88).

Les limites de l'inlandsis weichselien sont bien connues vers le sud, grâce à la longue série de travaux effectués sur les complexes marginaux du Danemark, d'Allemagne du nord, de Pologne et de Russie (moraine du Brandebourg, Flint, 1971). Vers le SW, la jonction avec les glaces britanniques a pu être attestée grâce à l'étude des directions de stries sur les roches moutonnées des Iles Shetland (Hoppe, 1970); la Mer du Nord s'est donc trouvée en bonne partie englacée, et la partie SW du bourrelet scandinave a constitué un domaine largement interne de l'inlandsis. Le prolongement de cette calotte vers le NE, sur la plate-forme continentale de la Mer de Barents,a assuré une situation analogue à la partie NE du bourrelet.

C'est finalement sur la marge NW de cet inlandsis que subsitent le plus d'incertitudes, les complexes terminaux étant situés sur la marge continentale et immergés. Ces complexes ont été identifiés sous la forme de larges bourrelets de matériel morainique parfois mêlé de dépôts glacio-marins et lavé en surface par les courants ;ils sont répartis devant le Møre, le Trøndelag, le Nordland et le Troms, parfois à plusieurs dizaines de km en avant des côtes actuelles, jusque sur le rebord de la plate-forme (moraines d'Egga, ou Storegga: Holtedahl et Sellevoll, 1972; Andersen, 1979; fig. 88). Cependant, la persistance d'une sédimentation glacio-marine sur les parties centrales et occidentales du plateau continental norvégien jusque pendant le maximum weichselien semble prouver que *l'inlandsis ne s'est pas prolongé en Mer de Norvège par un "ice shelf"* analogue à celui de la Mer de Ross, par exemple (Vorren *et al*, 1978). Si un tel ice-self a existé, c'est pendant quelques milliers d'années au maximum, et sans qu'un appui sur des hauts fonds du sud de la Mer de Norvège, comme le seuil Islande-Færœ , ait empêché la pénétration de courants sous

cette plate-forme (Kellogg, 1980). C'est plus probablement une banquise permanente, lentement entraînée par un mouvement en sens inverse des aiguilles d'une montre, qui a occupé la Mer de Norvège, comme d'ailleurs pendant la plus grande partie du Pléistocène supérieur. Cette observation rejoint les idées déjà anciennement émises sur une terminaison assez abrupte de l'inlandsis le long de la façade norvégienne, accompagnée de l'absence de glace sur certains reliefs côtiers, dont les Iles Lofoten-Vesterålen et les sommets montagneux situés au NW du Jotunheim ("théorie des refuges", discutée dans le paragraphe suivant).

Ainsi constitué, vers 20 000-18 000 BP, l'inlandsis weichselien s'est présenté comme un énorme dôme aplati caractérisé par des mouvements divergents de la glace depuis la zone faîtière vers la périphérie (fig. 88). Les montagnes de l'ouest scandinave, et par conséquent la région des Lofoten-Vesterålen comme l'essentiel du Sogn-Jotun se sont alors trouvés à l'ouest de la zone de divergence (fig. 92), et par conséquent dans la zone d'écoulement prépondérant vers l'ouest et le NW. Il ne s'agit là cependant que d'une constatation d'ordre général, que l'examen des traces laissées par le maximum glaciaire et de la configuration géographique locale permet de nuancer.

b. les Lofoten-Vesterålen : une région marginale

Depuis longtemps, la situation avancée de l'archipel sur la plate-forme continentale, les formes déchiquetées de ses montagnes et de celles des archipels voisins (Træna , îles du Troms et du Finnmark occidental), ainsi que la présence de lambeaux de plateaux couverts de régolites en place ont amené de nombreux auteurs à suggérer que ces régions ont échappé à l'inlandsis lors du maximum glaciaire (Reusch, 1896; T.Vogt, 1911; Oxaal, 1915; Ahlmann, 1919; Undås, 1938; Linton, 1949). Plus au sud, Kaldhol (1950), E.Dahl (1949, 1955), A.Grønlie (1953) et plus récemment Mangerud *et al* (1979) ainsi que Sollid et Sørbel (1979) sont arrivé à la même conclusion pour les régions côtières saillantes du Møre, du Romsdal et du Trollheim, également sur la base d'arguments géomorphologiques (présence de champs de blocs, de moraines de cirques jugées trop importantes pour avoir été formées au cours du Tardiglaciaire, de masses altérées renfermant un peu de kaolinite et de gibbsite). Mais ces démonstrations sont

contestées par d'autres auteurs (par exemple Holtedahl, 1955), l'utilisation des ces divers arguments restant très délicate (voir chapitre 4). D'aucuns (O.T.Grønlie, 1940; Kaldhol, 1950) ont d'ailleurs suggéré que cette situation, qui vaudrait aux massifs côtiers de deux régions de n'avoir possédé que des glaciers locaux, ne s'est établie que lors du maximum weichselien ; les glaciations antérieures (le "Great Ice Age" de Grønlie, ou le"Fjordtida" et le "Skjærgårdtida" de Kaldhol - respectivement Mindel et Riss) ont pu provoquer un ennoyage plus complet.

Ce sont les botanistes qui ont apporté les autres arguments à cette conception, avec la"théorie des refuges" de Sernander.
Cette théorie, exposée par E.Dahl (1955), entre autres, et rappelée par Mangerud (1973) s'appuie sur la présence dans deux régions montagneuses de Norvège (nord du Jotunheim, Dovrefjell, Trollheimen au S, nord du Nordland et Troms au nord) de 30 espèces végétales groenlando-américaines (ouest-arctiques) réparties dans les deux régions (espèces bi-centriques) ou dans une des deux (espèces monocentriques). Une colonisation de ces régions depuis le S ou l'E après le retrait d'un inlandsis qui aurait fait "table rase" de tout le couvert végétal scandinave est apparue peu probable aux botanistes ; ceux-ci ont insisté sur le fait que ces plantes n'auraient pas survécu à l'oscillation climatique d'Allerød sur les basses terres que la glace venait de libérer dans le sud scandinave, du fait de températures estivales trop élevées et de la concurrence d'espèces tempérées. Les espèces ouest-arctiques n'auraient donc pas eu le temps de coloniser les montagnes, qui étaient encore englacées à ce moment (c'est aussi le cas de Dryas octopela, Salix herbacea, etc...). De plus, certaines de ces espèces témoignent d'un endémisme marqué (par exemple Papaver radicum et ses six variétés), ce qui cadre mal avec individualisation récente. Enfin, ces plantes, dont plusieurs pourraient aussi bien vivre dans d'autres parties des Scandes (E.Dahl, 1955), sont pour la plupart mal adaptées à une expansion rapide. Aussi la distribution bicentrique ou monocentrique de ces espèces a-t-elle été interprétée comme le résultat d'une lente reconquête des régions considérées depuis des secteurs côtiers non englacés ou de nunataks proches : *les Lofoten-Vesterålen auraient constitué l'un de ces refuges* sur lesquels certaines espèces auraient survécu depuis la précédente période de libération certaine

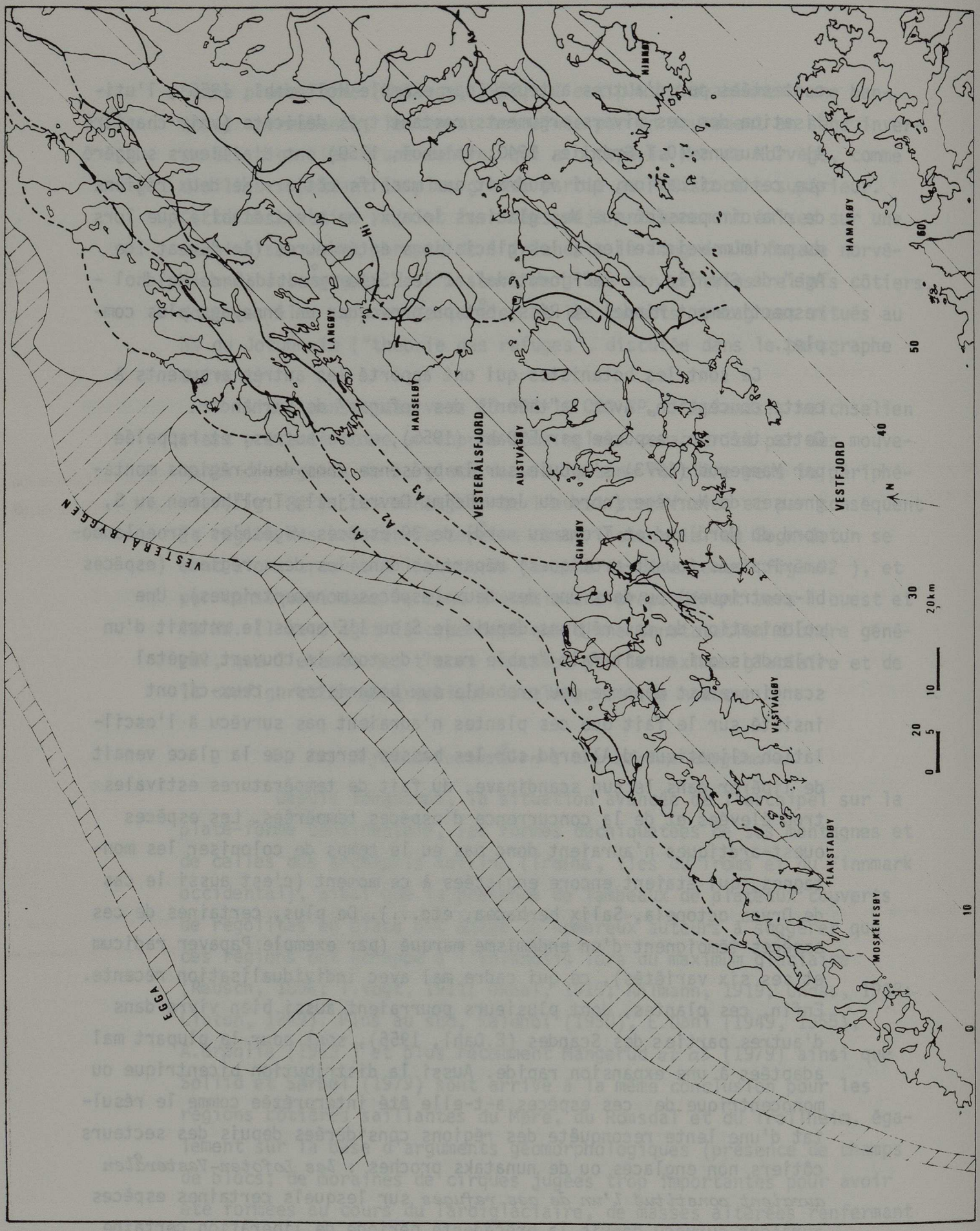

LANGØY
HADSELØY
VESTERÅLSFJORD
AUSTVÅGØY
GIMSØY
VESTFJORD
HAMARØY
VESTVÅGØY
FLAKSTADØY
MOSKENESØY
VESTERÅLRYGGEN
EGGA
A1
A2
A3
N
0
5
10
20
30
40
50
60
20 km

Figure 93 (ci-contre): Carte de l'englacement et de la déglaciation des Iles Lofoten-Vesterålen. Compilée d'après Møller et Sollid (1972), Lien (1976), Andersen (1968,1979), Holtedahl et Andersen (1960), Bergström (1973), Peulvast (1981).

bandes hachurées: bourrelets morainiques sous-marins
lignes épaisses, continues ou en tiretés : moraines jalonnant le retrait tardiglaciaire (A: moraines d'Andøy; Hi: moraines de Hinnøy; As: moraines de l'Astafjord).
taches noires : dépôts morainiques marginaux de l'inlandsis
pointillés: glaciers noirs, glaciers rocheux
flèches : stries glaciaires
lignes droites parallèles: isobases de la Zone principale de rivage (Dryas récent), avec cotes en mètres.

des montagnes côtières (en l'occurence le dernier interstade weichselien : Mangerud, 1973).

En fait, des recherches botaniques récentes ont montré que les deux centres ne sont pas bien définis géographiquement, et certaines espèces comme Artemisia norvegica, autrefois connues seulement dans le Trollheim, ont été trouvées dans d'autres montagnes norvégiennes. On ne reconnaît plus maintenant que 14 ou 18 espèces bicentriques, au lieu de 30 à l'époque où la"théorie des refuges" était en vogue (Mangerud, 1973). Le crédit de cette théorie se trouve donc entamé, d'autant plus que les oscillations des glaces au cours du Tardiglaciaire et une libération hors des "centres" plus tardive ou immédiatement suivie par des conditions trop clémentes, pourraient contribuer à expliquer cette répartition. Celle-ci implique de toutes façons un processus de reconquête des montagnes par une végétation se propageant le long des régions côtières libérées par les glaces. Cette propagation peut s'être faite depuis le sud ou depuis l'est (côtes du Finnmark), ou à partir d'apports par les glaces flottantes venues d'autres régions de l'Atlantique nord et s'étant échouées sur des côtes libérées tôt après le maximum glaciaire. Mais on doit convenir avec Mangerud (1973, p. 20) que ce schéma ne comporte pas d'arguments pour ou contre le maintien de zones côtières non englacées lors du maximum weichselien. *La botanique n'apporte donc guère de réponses à la question d'un englacement complet ou partiel des Lofoten-Vesterålen.*

Pour donner un cadre à notre étude morphologique, étude qui apportera elle-même des éléments de réponse à cette question, il nous reste à utiliser les arguments plus fiables issus des recherches récentes de géologie glaciaire et sous-marine. Au nord de l'archipel , la datation de dépôts lacustres a permis de montrer que l'extrémité nord d'Andøy (fig. 93) s'est trouvée libre de glace dès 19 000 ou 18 000 BP (K.D.Vorren, 1978), c'est à dire lors du maximum glaciaire ou peu a près. Cette étroite bande de terre revêtue d'une toundra arctique s'est probablement prolongée dans le domaine de l'actuelle plate-forme continentale, à l'emplacement des hauts fonds les plus proéminents, que la baisse du niveau marin et un léger retard dans l'enfoncement crustal par rapport au paroxysme glaciaire ont porté à l'air libre (des plages submergées ont été reconnues vers - 150 ou - 160 m : Rokoengen *et al*, 1979). Cependant, en dehors de ce secteur où la plate-forme continentale est particulièrement étroite

(moins de 10 km), la plus grande partie du plateau continental du Troms, plus au nord, semble avoir été englacée lors du maximum de 20 000 - 18 000 BP (Rokoengen *et al*, 1979), bien que les datations des plus externes des complexes morainiques restent discutées (Vorren et Elvsborg, 1979). Il en est de même plus au sud, jusque devant les Lofoten, bien que l'englacement ne semble pas avoir atteint le rebord de la plate-forme (Lien, 1975) : le "bourrelet des Vesterålen" (Vesterålbryggen) qui dessine des lobes arqués dans le prolongement apparent de la moraine externe d'Andøy (fig. 93) n'est en effet situé qu'à 10 ou 15 km devant les côtes de Langøy ; son tracé reste mal connu plus au sud, au delà du rentrant du Hadselfjord, devant les Iles Lofoten, là où l'élargissement de la plate-forme continentale s'accompagne d'un espacement encore plus grand des différentes constructions morainiques.

Ce large bourrelet attribué au maximum weichselien se situe en arrière d'une autre puissante construction située pratiquement sur le rebord de la plate-forme continentale (Lien, 1975; fig. 93), entre 200 et 300 m de profondeur, à dix kilomètres seulement devant l'extrémité nord d'Andøy, mais à 30 km au large de la façade NW de Langøy, et à 50-60 km devant les côtes NW des Lofoten centrales et externes. La situation de cette moraine dans le prolongement de la moraine d'Egga I définie par Andersen (1968, 1976) devant le Troms, et attribuée par Rokoengen *et al*, (1979) au maximum weichselien, n'est pas clairement établie (Lien, 1975), et il reste difficile de confirmer l'hypothèse émise par cet auteur, selon laquelle la moraine d'Egga, située 10 à 15 km plus à l'ouest, correspondrait à un maximum antérieur à celui de 20 000 - 18 000 BP, le bourrelet des Vesterålen étant lié au maximum weichselien.

Que ce soit lors de ce maximum ou antérieurement, le front de l'inlandsis a donc pu se situer jusqu'à plusieurs dizaines de km en avant de l'archipel, et même de son extrémité SW, puisque un imposant lobe de glace s'est étalé au débouché du Vestfjord jusqu'à 80 km à l'ouest de Røst (fig. 93). Compte tenu des profils connus sur les marges des actuels inlandsis antarctique et groenlandais, là où la plate-forme continentale reste continue, cette situation a probablement assuré un englacement assez complet des reliefs des Lofoten-Vesterålen, sauf ceux du nord d'Andøy et peut-être les pics des façades W de Langøy (secteurs de Nyksund et de Nykvåg : Møller et Sollid,

1972) (fig. 94). Un profil plus aplati à l'emplacement du Vestfjord et du Vesterålsfjord, peu surcreusés (- 300 m pour la partie externe du Vestfjord) mais très larges, a pu contribuer à l'existence de nunataks dans l'extrémité sud des Lofoten (S de Moskenesøy) et sur la façade N de Vestvågøy ou même d'Austvågøy. Il s'agit cependant là de simples hypothèses, que l'aspect alpin des secteurs concernés ne suffit pas à confirmer.

Il existe peu d'indications directes réellement fiables permettant de confirmer ce schéma et le caractère complet ou non de l'englacement de l'archipel et de ses montagnes lors du maximum weichselien ou d'un maximum antérieur. Les dépôts de marge d'inlandsis sont pratiquement absents sur les reliefs et sur leurs flancs. Le bourrelet morainique le plus élevé de l'archipel, attribué au maximum weichselien, se trouverait à 290 m d'altitude dans le centre d'Andøy (Møller et Sollid, 1972).

Plus au sud, sur la façade ouest de Langøy, nous avons découvert dans la retombée orientale du petit plateau gabbroïque du Bufjell (sud de Nykvåg, pl. 4) une bande de 10 à 20 m de largeur se distinguant du manteau sommital de gélifracts par la présence d'éléments morainiques ou fluvioglaciaires bien roulés. Ce matériel, composé essentiellement de gabbros et d'amphibolites peut représenter, à 110-120 m d'altitude, une ancienne construction marginale (terrasse de kame ou moraine latérale remaniant d'anciens dépôts roulés) édifiée en bordure d'un courant de glace issu du vaste cirque du Trihyrna puis démantelée. Le glacier semble avoir contourné le plateau en descendant vers Nykvåg, et émis une langue vers l'Åsanfjord par le col de diffluence situé au sud du Bufjell (76 m d'altitude). Dans la mesure où la moraine terminale de Nykvåg (ph.76) est corrélée par Møller et Sollid, (1972) avec la moraine externe d'Andøy (A1) et où sa position (pl. 4) n'est pas incompatible avec une altitude de 110m pour la surface du glacier 2 km en arrière du front, nous proposons pour le dépôt du Bufjell un âge de 18 000 - 20 000 ans (c'est à dire le maximum weichselien : Vorren et Elvsborg, 1979). Sur ce plateau, à 200 m d'altitude, nous n'avons trouvé aucun élément erratique parmi les blocs anguleux et les graviers grossiers de gabbro. Ce modelé de gélifraction (ph. 77) est tout à fait inhabituel à basse altitude dans le reste de l'archipel (et particulièrement dans le reste du massif gabbroïque de Selvåg). Il peut être lié aux conditions rigoureuses qui ont régné lors du maximum glaciaire sur ce lambeau de plateau. La position de ce relief au NW d'une haute cloison montagneuse expliquerait qu'il ait été protégé des courants de glace venus de l'intérieur. Si notre interprétation est exacte, elle révèle l'existence *d'une frange externe, étroite et discontinue de nunataks*.

La même question a été posée pour la façade NW de Vestvågøy, en particulier à l'extrémité nord du lobe de Kvalnes, où une accumulation de matériel morainique épaisse de 15 à 40 m est étalée sur le strand-

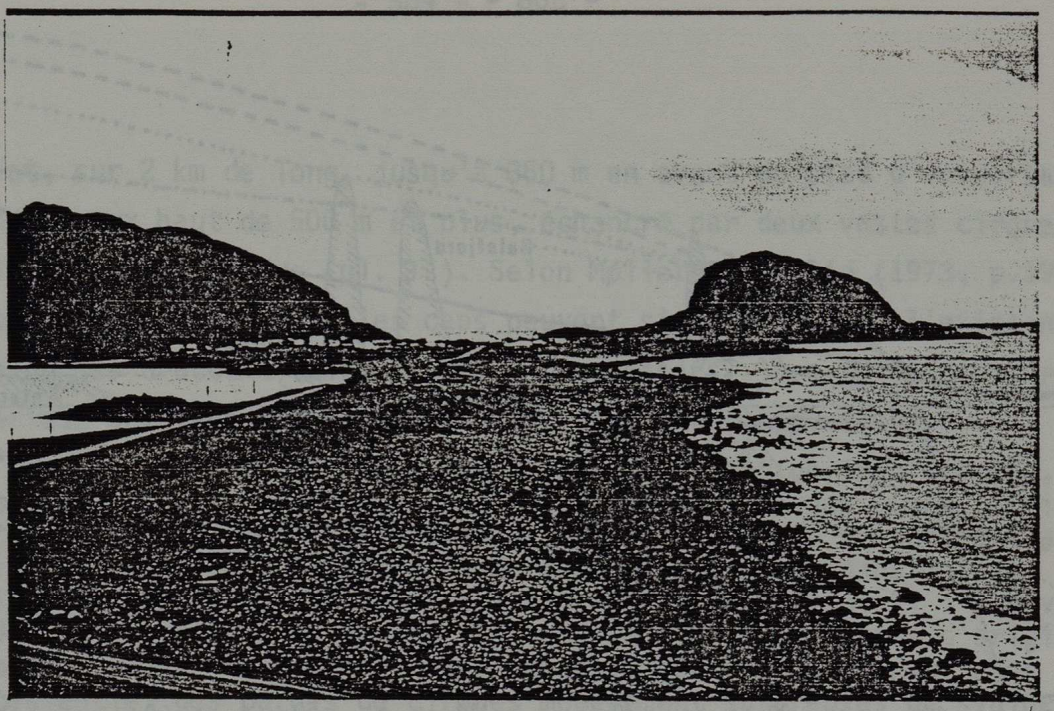


Photo 76. La moraine frontale et la plage de Nykvåg (Langøy ouest).

Vues vers le SW. Moraine frontale du vaste cirque de Nykvåg, probablement formée lors du maximum glaciaire ou peu après. Au fond : le Bufjell (à gauche) et le "nyk" de Nykvåg (à gauche ; gabbros). Plage soulevée et place actuelle en contrebas d'un talus de sapement.

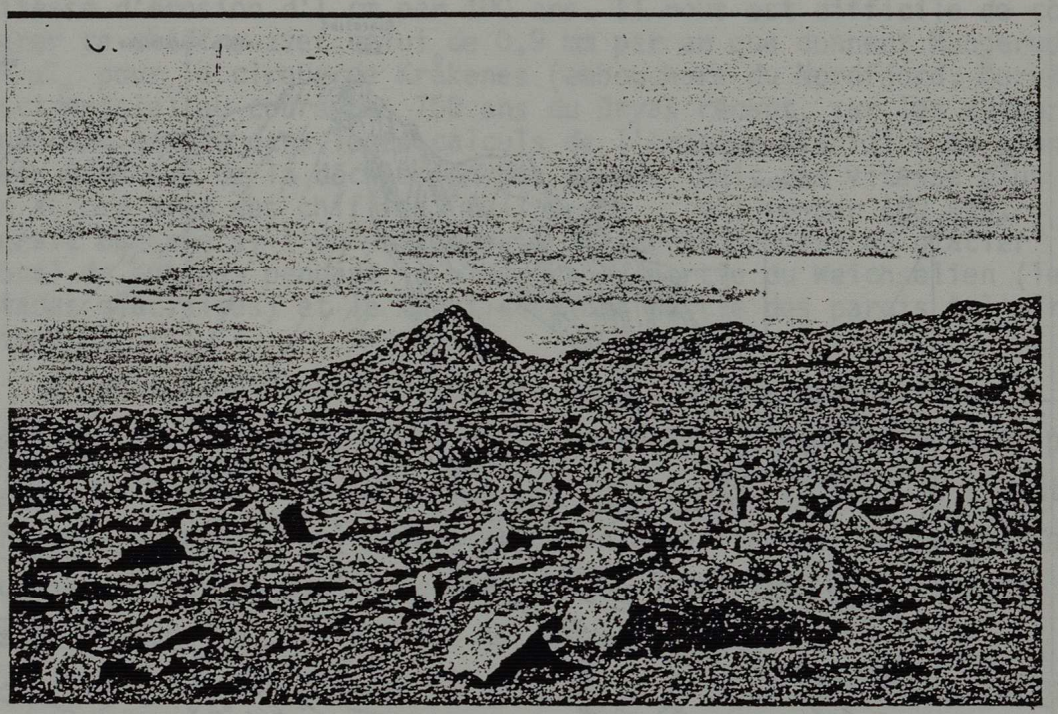


Photo 77. Le rebord ouest du plateau sommital du Bufjell (Langøy ouest, 180 m d'altitude).

Champ de pierrailles sur gabbros massifs, tout à fait exceptionnel à cette altitude ; l'absence de tout élément erratique dans le régolite grossier à gravillons et à blocs contribue à suggérer l'absence d'englacement weichselien.

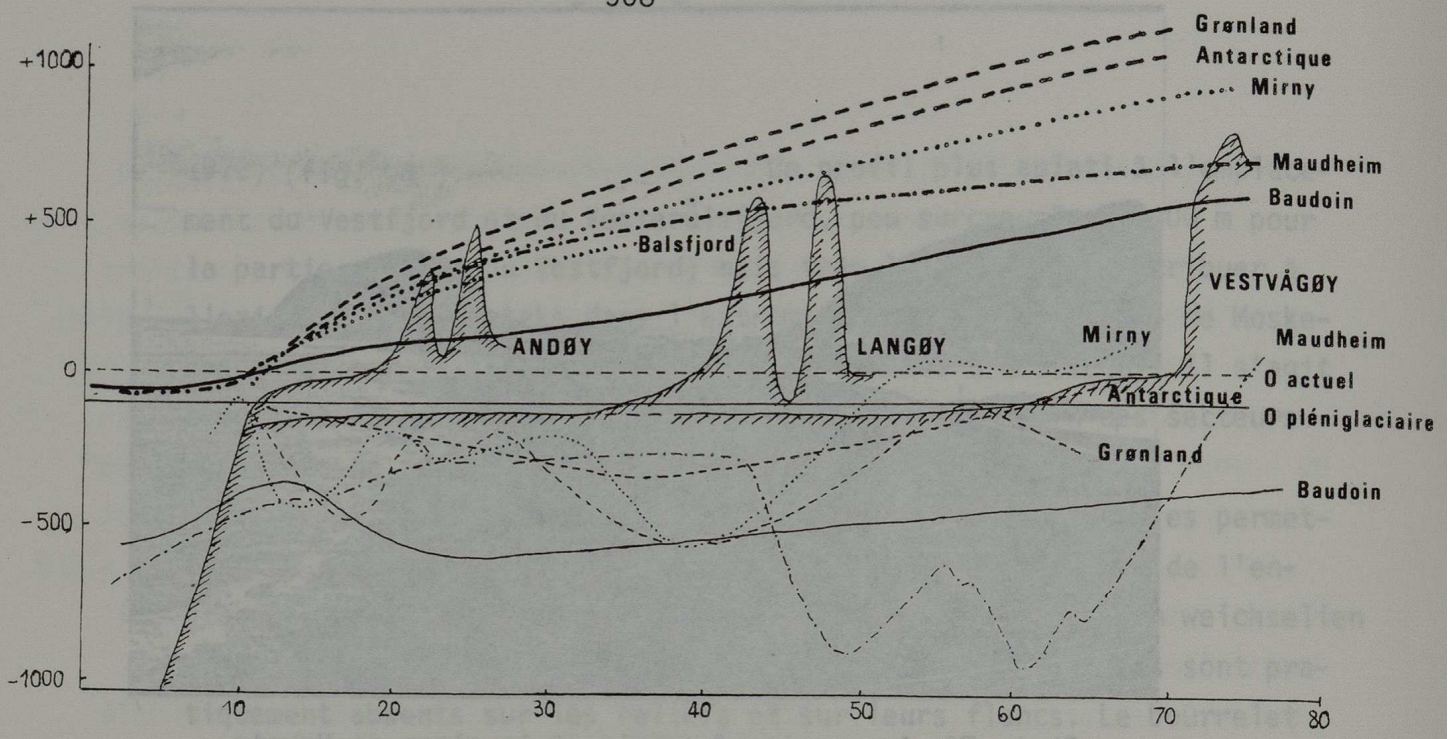


Figure 94 : Profils transversaux au niveau d'Andøy, de Langøy et de Vestvågøy, et profiles longitudinaux des surfaces et planchers glaciaires de différents glaciers du Grønland, de l'Antarctique et de Norvège. En partie d'après Andersen(1968).

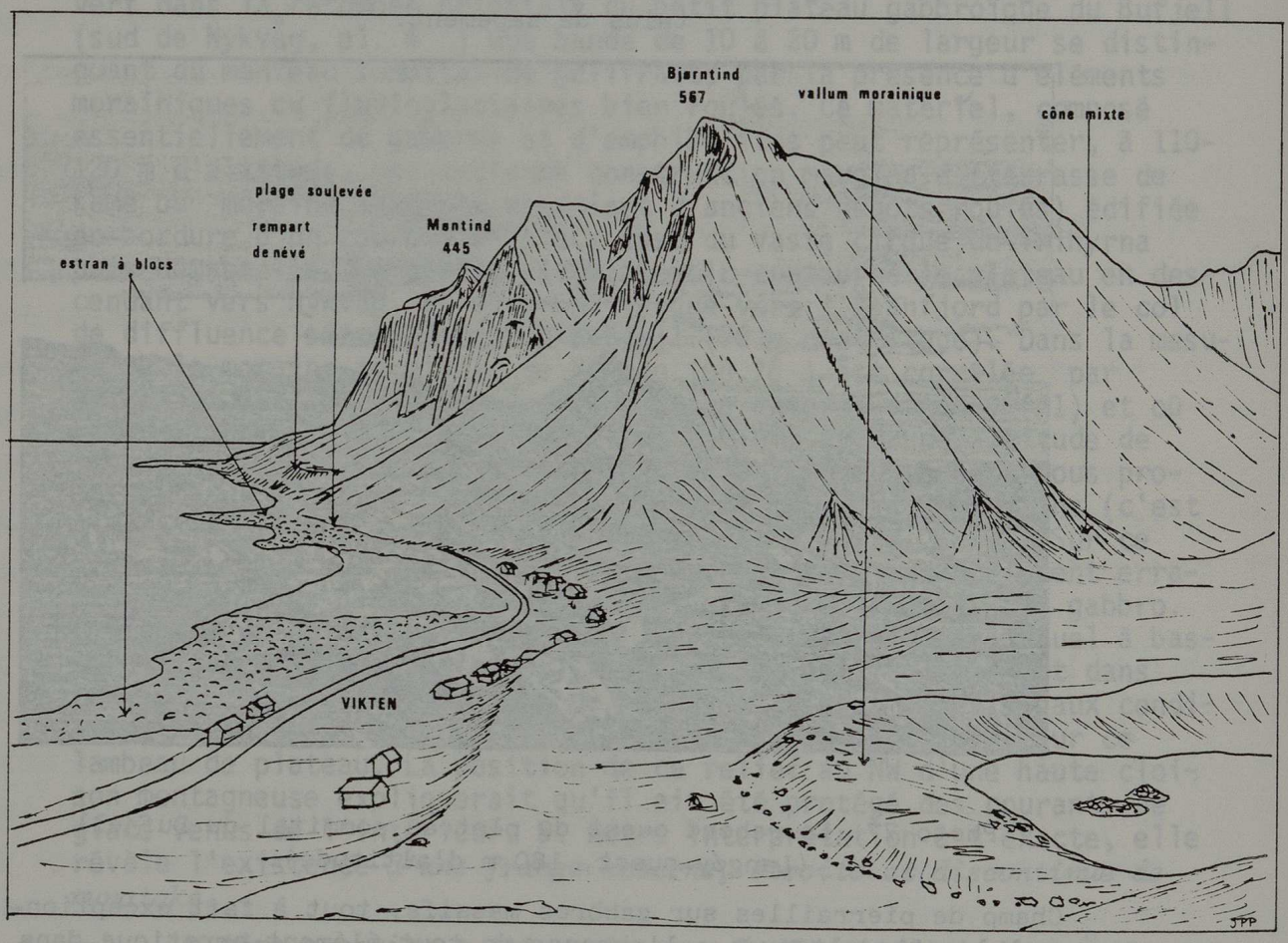


Figure 95 : Les constructions tardiglaciaires de Vikten (nord de Flakstadøy) vues vers le nord. Le vallum, édifié par un glacier formé dans le cirque du Vasdalsvatn, exposé à l'WNW, repose sur une vaste accumulation de moraine de fond, et peut-être d'ablation, d'âge pléniglaciaire possible.

flat, sur 2 km de long, jusqu'à 350 m en avant du pied d'un versant montagneux haut de 500 m et plus, échancré par deux vastes cirques glaciaires suspendus (pl. 9). Selon Møller et Sollid (1973, p.199), "ces grands dépôts sur les caps peuvent s'expliquer par l'existence de poches d'accumulation à l'abri des massifs, lors de la dernière période de glaciation, puis de déglaciation" (traduction).

En effet, le dépôt de Kvalnes est en position très avancée, dans un angle mort entre les débouchés de deux larges auges (Steiro et Sundklakstrømmen). Nous l'avons interprété comme un ancien glacier couvert, dont la décrépitude se serait achevée dans la première partie du Tardiglaciaire (interstade de Bølling ?) : Peulvast, 1981. L'importance du volume des matériaux (10^7 m^3), tous d'origine locale (mangérites, orthogneiss monzonitiques) et provenant pour l'essentiel des parois de cirques modérément surcreusés de Kvalnes, est telle qu'un calcul simple montre que le dépôt résulte de l'ablation de 5 m de roche dans les parois (Peulvast, op. cit.): cela représenterait pour le seul Tardiglaciaire ancien (5 000 ans) un rythme d'érosion de 10 cm par 100 ans. Ce chiffre paraît très élevé, même si l'on considère qu'une partie du matériel provient en fait de l'érosion du plancher des cirques, et si l'on tient compte des effets de la décompression consécutive à une déglaciation partielle des parois : sur un nunatak du Spitsberg,Rapp (1960 b) signale une vitesse d'érosion d'I cm par 100 ans. Il nous est difficile de comparer ce chiffre avec celui de 0,9 mm par an que donnent Mangerud *et al*, pour le cirque de Kråkenes (embouchure du Nordfjord, Norvège occidentale) au cours des 700 ans du Dryas récent, car les auteurs ont tenu compte dans leurs calculs de l'érosion glaciaire du plancher plus que de la décohésion des parois. Mais une vitesse plus en accord avec ces chiffres, de l'ordre d'1 cm par 100 ans, serait obtenue si l'on envisageait un fonctionnement du glacier local de Kvalnes pendant la plus grande partie du Weichselien (les stades glaciaires) et le maintien d'une partie des parois à l'air libre.

Cette hypothèse impliquerait *l'existence de nunataks sur la façade NW de Vestvågøy* ainsi que l'absence de balayage du dépôt par l'inlandsis *même lors du maximum de 18 000- 20 000 BP*. Une situation analogue pourrait expliquer l'importance de l'épaisse accumulation morainique qui occupe le fond du cirque de Vikten, sur la façade NW de Flakstadøy (pl. 1 et fig. 95).

Ailleurs la présence de moraine de fond ou de blocs erratiques épars constituent les meilleurs arguments sur l'extension minimale de l'englacement. Sur les reliefs, seuls des blocs erratiques épars ont pu être repérés, en particulier sur les plateaux, où une topographie peu accidentée et une désagrégation souvent importante gênent l'identification des traces d'un raclage glaciaire. O.T. Grønlie (1940) en a donné le premier relevé systématique. Il a utilisé leur

degré d'altération superficielle pour affirmer que leur mise en place, ainsi que les formes émoussées des plateaux sur lesquels ils reposent, seraient dues à un "Great Ice Age" (corrélé avec la glaciation saalienne) qui aurait affecté toute la région et le plateau continental; l'inlandsis weichselien n'aurait fait que remplir les vallées et les fjords en débordant sur les parties basses des montagnes et sur une partie de la plate-forme. De ce schéma vieilli et peu argumenté, nous retiendrons surtout les localisations de blocs erratiques qui, précisées par Bergström (1973), sont les seules indications certaines sur l'épaisseur minimale atteinte par la glace à un moment que le degré d'altération des blocs ne suffit pas à dater(cf.chap. 5). Contrairement aux observations anciennes de Th. Vogt (1911-1912) et d'Ahlmann (1919), reprises par Møller et Sollid (1972), Bergström (1973) signale la présence de blocs erratiques jusqu'à 450 m d'altitude sur Hadseløy, 571 m sur Vestvågøy (sur le Blåheia), 720 m sur Moskenesøy (Støvla), ce qui implique des épaisseurs de glace encore supérieures à ces chiffres, et donc un ennoyage complet des reliefs.

Malgré nos propres recherches sur le plateaux et sur nombre de sommets de l'archipel, il nous est rarement possible de confirmer avec certitude ces observations. Sur Vestvågøy les seuls blocs erratiques repérés sur les plateaux en dehors des secteurs parcourus par les glaces locales l'ont été à basse altitude, par exemple sur le plateau du Holandsmælen à 200 m (ph. 78), ou encore sur celui du Hellfjell à 380 m et dans le col du Slydal à 220 m. Sur le plateau central de Hadseløy, les blocs erratiques sont assez abondants jusque vers 350 m d'altitude. Ils attestent, ainsi que la topographie inégale et la présence de petites cuvettes surcreusées (fig. 20), le passage de la glace à une époque déterminée ; leur nature voisine celle du substratum (mangérites ayant inégalement subi le métamorphisme rétrograde) ne permet cependant pas d'établir la direction de l'écoulement glaciaire. De même, quelques blocs de mangérite reposent sur les croupes dénudées de roches basiques qui dominent le Nusfjord à 150 m d'altitude, dans le SE de Flakstadøy (Peulvast, 1977 a), et d'autres ont été retrouvés sur des affleurements de charnockites du plateau de la Bøvetta, dans l'ouest de Langøy, à 350 m. Dans les deux cas, ces blocs sont de même nature que les roches qui affleurent dans les reliefs proches au-dessus de ces plateaux, mais il nous a été impossible de déterminer leur provenance exacte ; ils ne renseignent en rien sur

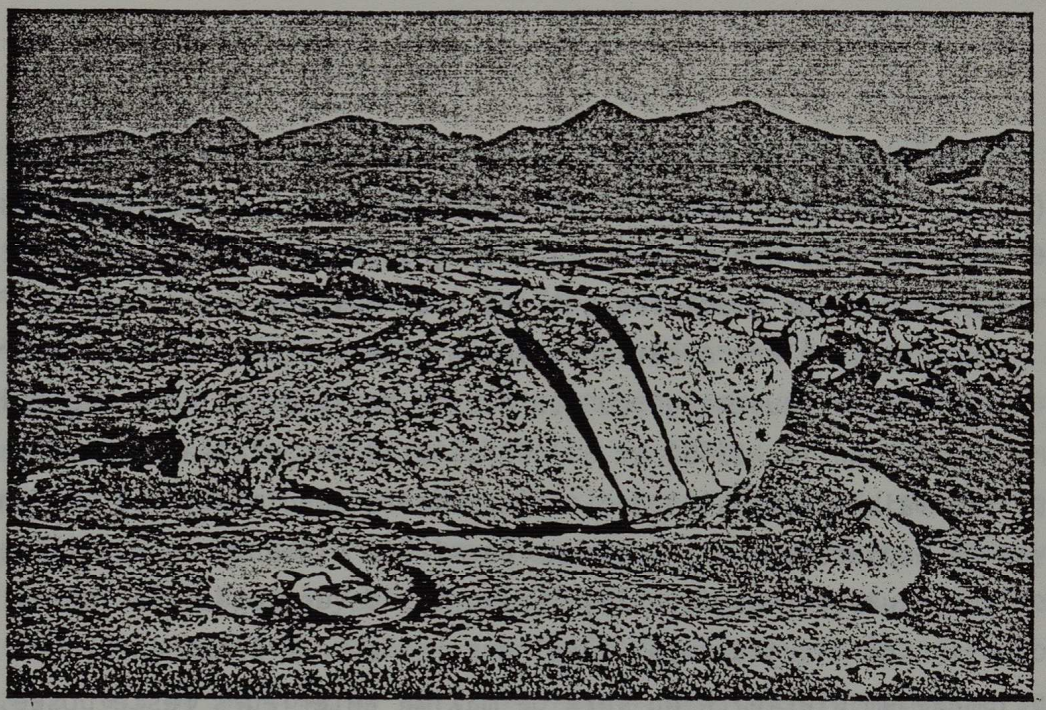


Photo 78. Bloc erratique et modelés d'altération sur le plateau ouest du Holandsmaelen (Vestvågøy), à 200 m d'altitude.

Au fond (vers le SE) : Leknes et le massif du Sletheia-Suratind (450-587 m). Le bloc mangéritique, fragmenté après son dépôt, est d'origine proche. Vasque sur une dalle de paragneiss quartzo-feldspathique.

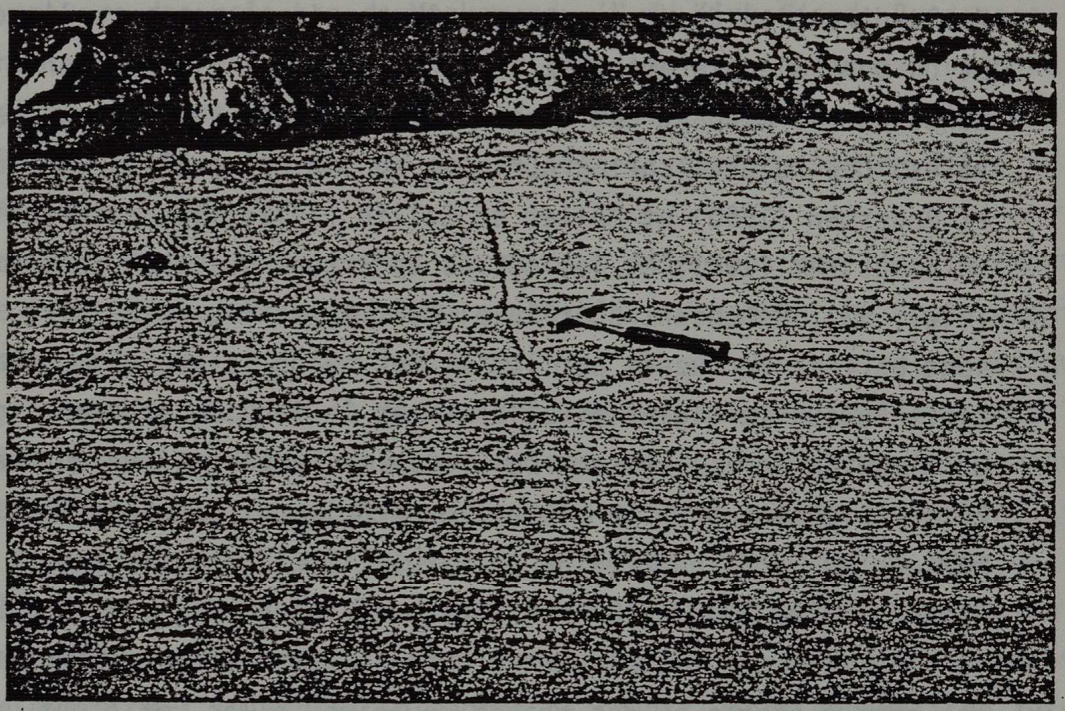


Photo 79. Stries glaciaires sur les micaschistes quartzeux du Reppanipa (sommet du versant ouest du Sogndalsdal).

Un système de stries NS (venant ici de la droite) est recoupé par des stries NNW - SSE tardives, parallèles à la vallée proche.

les directions des courants de glace.

Peu concluantes, ces observations ne contredisent pas la possibilité d'un ennoyage de la plus grande partie des reliefs lors du dernier maximum glaciaire ou lors d'un maximum antérieur. Le faible nombre de blocs erratiques identifiés peut d'ailleurs tenir à un caractère peu chargé ou peu mobile de la glace hors des vallées (O.T.Grønlie, 1940) et à l'étroitesse des plateaux élevés; en outre, la faible diversité des affleurements rend difficile l'identification du déplacement des matériaux parmi les éléments de régolites souvent cryoturbés (chapitre IV). En termes de géologie glaciaire, la question de l'englacement total des reliefs de l'archipel lors du dernier maximum glaciaire ou lors de maxima antérieurs reste posée. De toutes façons, la dernière période d'englacement des sommets n'a pu être que brève, et l'évolution ultérieure a pu faire disparaître ses traces.

C'est dans les étages inférieurs du relief, sur les rivages, dans certains cols et fréquemment sous des dépôts morainiques exploités en carrières que des stries permettent de se faire une idée de la direction des courants de glace qui ont parcouru l'archipel, et du mode d'englacement. L'altération superficielle étant importante sur la plupart des types de roches, ces stries sont assez rares. Des relevés cartographiques en ont été publiés par Holtedahl et Andersen (1960) et Møller et Sollid (1972); les observations de Bergström (1973) et les nôtres apportent quelques compléments (fig. 93). Remontant pour la plupart au maximum glaciaire, elles sont parfois recoupées par les stries qu'on laissé d'importants glaciers locaux tardiglaciaires orientés le long de grandes auges (rives du Gimsøystrøm , secteur de Svolvær- Kabelvåg, fond du Flakstadpollen). Elles reflètent pour la plupart un écoulement de glace depuis l'intérieur du Nordland (région de Narvik, Ofotfjord, Sagfjord, cols de Hamarøy entre 180 et 400 m d'altitude, Tysfjord), vers le NW. Mais dans la mesure ou la plupart d'entre elles ont été répérées le long des grands fjords ou des grands couloirs, elles reflètent une indéniable influence du relief sur les grands courants de glace ; une épaisseur moindre que sur les régions intérieures en est responsable. C'est en particulier le cas sur la façade S d'Austvågøy, où les stries sont ENE-WSW à EW (parallèles au Vestfjord). Les stries NS du sud-ouest de Vestvågøy ont probablement été laissées par la glace qui, venue du Vestfjord dans le couloir de Borge-Leknes par les cols de

transfluence de basse altitude de la façade SE de l'île (Ramsvik : 65m; Hage: 130m; Kartfjord : 400m; Slydal: 220m; Løvdal: 190m) n'a pas pu s'écouler totalement par les trouées du NW (Flesa, cols de Vik et d'Unstad : ph.16 ; couloirs de Tangstad-Mærvold, Nesje, Steiropollen); une partie de cette glace a dû rejoindre la langue du Vestfjord plus au sud, par de vastes auges comme celle du Buksnesfjord. Les stries de la façade NW des Lofoten centrales et orientales indiquent un écoulement vers le NW, vers le Vesterålsfjord, par les grands couloirs transversaux (Steiropollen, Sundklalskstrømmen, Gimsøystrømmen). Sur Hadseløy et Langøy, les stries indiquent un écoulement parallèle au Hadselfjord-Børøysund (EW) et transversal par rapport aux reliefs NS du lobe de Bø (à la faveur des couloirs transversaux: Åsanfjord); la glace est sans doute passée par-dessus les plateaux du lobe de Sortland, le Sortlandsund-Hadselfjord n'ayant pas suffi à canaliser un courant trop épais. Par contre, vers le SW de l'archipel, si des stries repérées par Bergström (1973) attestent un passage de la glace du Vestfjord ou des grands cirques locaux vers l'W et le NW à travers des cols bas de Moskenesøy (N du Kirkefjord, Bunespass, Engelsneset), d'autres, qu'il est impossible de dater par rapport à celles-ci, sont dues aux glaciers de vallée issus du Kirkefjord (Reine : stries NNW-SSE)et des vallées-cirques du sud de l'île (Å : stries WNW-ESE).

Au total, les données dont nous disposons sur l'englacement de l'archipel lors du maximum weichselien suggèrent un englacement assez complet, sauf sur les côtes N et NW des Vesterålen, ainsi que sur certains caps de la façade externe des Lofoten. Møller et Sollid (1972) sont arrivés à des conclusions analogues d'après les caractères de la remontée isostatique post-glaciaire. Cette situation, liée à la position de l'archipel dans la bordure d'un immense dôme de glace dont l'altitude devait atteindre 1700-1800 m dans la région de Narvik, s'est traduite dans la région par un écoulement centrifuge de glace de l'inlandsis en régime de transfluence généralisée jusqu' à proximité de la façade. On peut cependant envisager, malgré l'incertitude sur l'âge des stries (maximum glaciaire ou début du retrait) une canalisation partielle de la glace par les plus grands fjords (Vestfjord, Hadselfjord-Vesterålsfjord), ce qui confirme l'idée d'une relative minceur de l'englacement. Ces courants ont pu affronter ou

dévier des écoulements divergeant depuis les plus hauts des massifs externes, dont les sommets ont pu constituer des nunataks (Moskenesøy, façades NW de Flakstadøy, Vestvågøy, Langøy, Andøy).

c. le Sogn-Jotun : une situation complexe

La région du Sogn-Jotun est située loin en deçà de la limite externe de l'inlandsis weichselien (fig. 88). Ce fait suggère un englacement complet de l'ensemble. Mais ses fortes dénivellations (de - 1308 à 2470 m), et les altitudes élevées des massifs montagneux amènent à s'interroger sur l'épaisseur des glaces et sur l'existence de nunataks, spécialement dans les massifs couronnés de horns acérés du Jotunheim occidental et central. Cette disposition, avec la présence de massifs ayant servi de centres de glaciation, pose également la question de la persistance d'écoulements de glace commandés par ces reliefs, par rapport à une culmination de l'inlandsis dont la position reste discutée (Sollid et Sørbel, 1979).

A la première question, déjà posée par Linton (1949), il est très difficile d'apporter une réponse, pour les raisons qui ont déjà été avancées à propos des pics des Lofoten-Vesterålen. La distribution des modelés de raclage et de surcreusement, et celle des dépôts morainiques plus ou moins abondants, ne laissent aucun doute sur *l'englacement total des plateaux* (haute surface du Jotunheim et du Jostedalsbre-Breheim, surface principale du Sogn, Valdres...) *et des formes inscrites en contrebas* (voir chapitre IV et V).

Parmi les formes culminantes, les sommets du Jostedalsbre et du Breheim n'émergeaient probablement pas de l'inlandsis, étant donné que le modeste englacement actuel suffit presque à les ennoyer. La surface de l'inlandsis dépassait donc probablement les 2000 m d'altitude sur ce secteur de hauts plateaux. Le problème est moins simple pour le Jotunheim, où la glace n'a pas simplement revêtu le plateau, mais une topographie accidentée comportant des vallées encaissées de 1000 à 1500 m en contrebas de massifs souvent étroits et plus élevés que les quelques sommets du Jostedalsbre. Sur les croupes sommitales et sur les parois des crêtes et des horns dépassant 1800 à 2000 m d'altitude, les marques d'englacement sont difficilement identifiables, tant l'évolution périglaciaire et supraglaciaire récente et actuelle marque les modelés (voir chapitres IV et V). Ainsi, on ne connaît à

l'intérieur du Jotunheim aucune construction de marge glaciaire en dehors des moraines récentes de glaciers locaux actuels. Les plus anciennes constructions morainiques connues sont conservées sur les flancs des reliefs de l'est du Jotunheim entre 1700 et 1500 m aux abords du Valdresfly, au-dessous de 1300 m plus à l'est, autour du Vinstervatn, du Heimerdal et du Sikilsdal (fig.96). Elles ont été édifiées sur les bordures de courants de glace émis par le centre de glaciation du Jotunheim, alors qu'il ne restait plus de l'inlandsis qu'une masse de glace morte sur le Valdres et sur les plateaux autour du Gudbrandsdal, et donc à une époque avancée de la déglaciation (Préboréal: Carlson *et al*, 1979). Etant donnée l'étroitesse des nunataks lors de stade, et leur faible élévation au-dessus de la glace, il est probable que lors du maximum glaciaire, les montagnes du Jotunheim, *qui n'ont pas cessé de constituer une centre de glaciation actif* au sein de l'inlandsis (Strøm, 1956) n'ont présenté aucun nunatak important. Nous n'avons cependant aucune certitude en ce qui concerne les pics les plus élevés de l'ouest du massif, aux abords du système de vallées et de fjords du Sogn.

Les directions d'écoulement de la glace reconstituées grâce à l'analyse des stries reflètent bien la puissance des centres de glaciation que les massifs montagneux du Sogn-Jotun ont constitué grâce à leur altitude et à leur position occidentale, ainsi que l'épaisseur considérable de la glace qui s'y est formée. Ces massifs ont en effet constitué des culminations et des centres de divergence dans la partie SE de l'"ice-divide" de l'inlandsis. A l'est, les travaux de Bergersen et Garnes (1972), puis de Garnes (1979) ont montré que lors d'une phase initiale, des courants de glace venus de Jotunheim et du Dovrefjell se sont écoulés vers le SE le long du Gudbrandsdal et de ses affluents, en mettant en place de grandes quantités de matériel morainique (en partie des sédiments interstadiaires remaniés). Puis la glace est devenue immobile le long d'une ligne WE partant du Jotunheim (région de Bygdin) et traversant le Gudbrandsdal au S de Ringebu (fig. 92). Cette situation correspond à la position de la zone faîtière de l'inlandsis lors du maximum glaciaire et elle ne semble être responsable d'aucun processus actif d'érosion,ni de mobilisation ou de dépôt de matériel morainique (Garnes, 1979). Au-delà du Gudbrandsdal, la zone de divergence s'incurve vers le NE et s'éta-

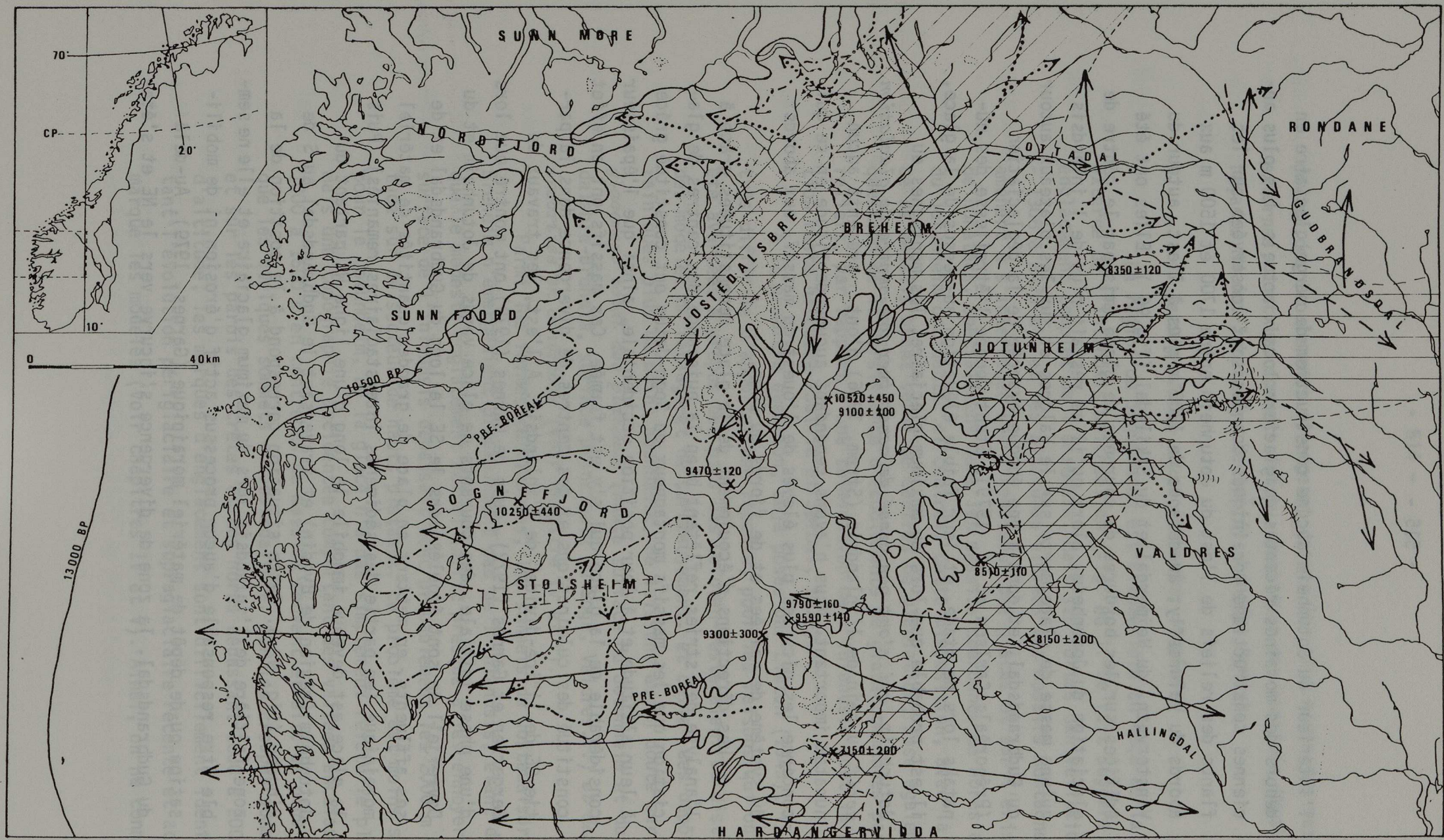

SUNN MORE
NORDFJORD
SUNN FJORD
JOSTEDALSBRE
BREHEIM
OTTADAL
RONDANE
GUDBRANDSDAL
JOTUNHEIM
VALDRES
SOGNEFJORD
STOLSHEIM
HALLINGDAL
HARDANGERVIDDA
PRE-BOREAL
PRE-BOREAL
10500 BP
13000 BP
8350±120
10520±450
9100±200
9470±120
10250±440
8510±110
9790±160
9590±140
9300±300
8150±200
7150±200
70°
CP
20°
10°
0
40km

Figure 96 (ci-contre): Caractéristiques de l'englacement weichselien et déglaciation du Sogn-Jotun. Carte compilée d'après Aa (1982), Aa et Mangerud (1981), Andersen (1979), Bergstrøm (1975), Carlson *et al* (1979), Garnes (1978), Hole et Bergersen (1981), Mangerud *et al* (1979), Sollid et Sørbel (1979), Vorren (1973), Vorren et Roaldset (1977).

- traits épais continus ou alternance de pointillés et tiretés: positions du front de l'inlandsis au Dryas très ancien, au Dryas récent et au Pré-Boréal (événements d'Eidsfjord/Loven/Gaupne/Årøy-Solvorn).
- hachures obliques: faîte glaciaire antérieur au Pléniglaciaire.
- hachures horizontales: faîte glaciaire lors du Pléniglaciaire.
- flèches en tiretés: directions d'écoulement antérieures au Pléniglaciaire.
- flèches continues: directions d'écoulement lors du Pléniglaciaire.
- flèches en pointillés: directions d'écoulement tardives.
- petits arcs de cercle: principaux ensembles de moraines de Rogen (au contact entre la glace active du Jotun et de l'inlandsis, lors du Pré-Boréal).

blit sur le versant oriental des Scandes, au SE de la ligne de partage des eaux. Au nord, l'analyse des stries et des dépôts montre que les courants de glace sont alors indépendants du relief, de la direction des vallées (Garnes, 1977, 1979; Hole et Bergersen, 1981); ils ennoient des massifs peu étendus mais élevés, comme les Rondane et le Dovrefjell (Sollid, 1964). Or, la profondeur des vallées atteint fréquemment 500 à 600 m dans les régions du haut Gudbrandsdal autour d'Otta et de Dombås, et aux abords de Dovrefjell ; étant donné que, selon Aseev (1968, cité par T.O. Vorren, 1973), la topographie sous-jacente influence la surface et le mouvement de la glace si l'énergie du relief dépasse environ 1/3 de l'épaisseur de la glace, on peut penser que cette épaisseur a pu atteindre 1500 à 1800 m en moyenne dans la zone de culmination prolongeant celle du Jotunheim vers l'est. La surface du dôme de glace a probablement atteint une altitude minimale de l'ordre de 2600-2800 m (ou moins si l'on tient compte de l'enfoncement crustal).

Les régions du Sogn-Jotun ont été parcourues par la glace élaborée sur le Jotunheim et sur les reliefs qui le prolongent vers le SSW (Hallingskarvet, Hardangervidda, Hardangerjøkel), mais aussi sur les régions du Jostedalsbre et du Breheim, auxquelles a dû correspondre un important dôme de glace annexe. C'est ce que suggèrent les traces de mouvement vers le N ou le NW au nord de l'Ottadal (région de Skjåk: Vorren,1973; Hole et Bergersen, 1981) et surtout dans le Møre- Romsdal (H.Holtedahl, 1955). Dans l'est du Jotunheim, ces mouvements sont mal connus; ils ont pu rester très faibles après la phase initiale, cette région correspondant à une large zone de divergence de la glace, sans écoulement possible vers l'est ; il faut aller assez loin vers le SE pour distinguer des traces anciennes d'écoulement vers le SE et le S (Østlandet : Gjessing, 1965-1966). Plus au sud, dans le sud du Hardangervidda, les stries les plus anciennes sont orientées au SE, probablement depuis une zone de culmination axée sur le Hardangerjøkel (et le rebord occidental du Hardangervidda).

Les régions du Sogn intérieur et du nord du Hardangerfjord (région de Voss) sont situées à l'ouest de la zone de culmination, elle-même calée sur la ligne de faîte au SSW du Jotunheim. Mais la situation des régions comprises entre le Jostedalsbre et le Jotunheim est complexe (Vorren,1973, Aa, 1982). A l'ouest du Mørkrisdal et du

Lustrafjord, il existe des indications d'écoulement depuis le NW ou le NNW, c'est à dire depuis le Jostedalsbre. Sur un replat de micaschistes à grenats situé sur le versant ouest du Sogndalsdal, au sud du Reppanipa, à 660 m d'altitude, nous avons analysé un système de stries dont les plus anciennes sont NS (ph.79), et donc obliques par rapport à la vallée ; elles révèlent un puissant écoulement sans doute dévié vers le sud par la confluence, dans le secteur voisin du Barsnesfjord-Sogndalsfjord, avec des glaces venues du Jotunheim le long de la zone du Lustrafjord. Selon Aa (1982), les directions d'écoulement sont franchement NS dans l'ensemble de la région, voire NE-SW autour du Sogndalsdal(Torstadnakken) et plus au sud-ouest, aux approches du Sognefjord (fig. 96); traduisant tout d'abord un écoulement depuis le Jostedalsbre, elles montrent ensuite l'influence d'un déplacement de la ligne de faîte de l'inlandsis vers l'est, sans doute lors du dernier maximum weichselien. Les stries plus tardives sont liées à un courant encore puissant débordant largement du Sogndalsdal, mais dont la direction, peu influencée par le relief local, reflète mieux la pente de l'ensemble de la retombée SE du Jostedalsbre, sans doute en liaison avec la disparition, au cours de la déglaciation, de la confluence avec les glaces du Jotunheim.
En revanche, à l'est du Fortunsdal et du Lustrafjord, les stries anciennes indiquent un écoulement vers l'ouest, depuis le Jotunheim; le mouvement s'est infléchi vers le SW aux abords du Lustrafjord.
La convergence vers le Lustrafjord implique un certain contrôle des courants de glace par le relief : cela n'a rien d'étonnant si l'on considère que l'énergie du relief atteint ici 1500 à 2000 m. Un écoulement indépendant de la topographie nécessiterait la présence de 4500 à 6000 m de glace, ce qui est tout à fait irréaliste (Vorren, 1973).
L'identification de ce dispositif, jointe aux observations sur les régions plus septentrionales, suggère l'existence de deux culminations locales de glace, sans doute jointives au nord, sur le Breheim, le long d'un axe EW (fig. 96).

Au sud du Sognefjord, les plateaux de la région d'Aurland montrent les traces d'écoulement depuis le SE et l'ESE, c'est à dire depuis les hauts plateaux du Hallingskarvet et les blocs morcelés qui s'étendent au nord(Bergstrøm, 1975); les reliefs isolés qui portent actuellement des glaciers, autour d'Aurland, n'exerçaient alors aucune

influence sur cet écoulement. Il en est de même plus à l'ouest et au SW, entre le Sognefjord et le Nærøyfjord, et dans la région de Voss, avec une orientation du mouvement d'ensemble vers l'ouest, parallèlement au Sognefjord (Sindre, 1974, Aa et Mangerud, 1981).

Outre une organisation variée des écoulements traduisant une structure complexe de l'inlandsis sur des montagnes ayant partiellement conservé leur rôle de centres de glaciation, ces observations indiquent l'existence d'une glace épaisse mais influencée dans ses mouvements par les éléments majeurs du relief. La répartition des stries sur les plateaux autour des reliefs culminants, ainsi que dans les vallées et les dépressions, même peu encaissées, qui sillonnent le fjell (Vorren,1973; Bergstrøm , 1975; Sindre, 1974; observations personnelles) montre que cette glace était mobile et qu'elle glissait sur son lit, comme dans les parties basses des Lofoten-Vesteralen. Il est cependant difficile d'établir si ces stries remontent toutes au maximum glaciaire, ou bien aux débuts de la déglaciation, ce qui laisse ouverte la question de la répartition des dynamiques glaciaires lors des paroxysmes de glaciation (cf. infra, chapitre IV).

C. Diversité des types d'évolution au cours de la déglaciation

1. La disparition de l'inlandsis

L'extension de l'inlandsis fennoscandien vers des latitudes assez basses explique la rapidité du recul à la fin du Weichselien (Mörner, 1977), en liaison avec une amélioration climatique dont les causes restent mal expliquées. Les auteurs invoquent en effet une variation dans le bilan radiatif (Lamb, 1977) ou dans la circulation atmosphérique (décalage du front polaire vers le nord sur l'Atlantique et sur l'Europe du NW : Ruddiman, 1977 b), la Dérive nord atlantique ne se rétablissant que plus tard (Kellogg, 1977, 1980; Jansen *et al*, 1983), vers 10 000 BP.

La Norvège, dont les montagnes constituent des sources d'alimentation persistantes, est la région où ce recul est le moins rapide, d'autant plus que, sauf en Mer du Nord et vers la Mer de Barents, la glace n'est jamais allée très loin en avant des côtes actuelles: elle ne s'est étalée que sur la plate-forme continentale (Andersen, 1979; fig. 88), en bordure d'une mer restée froide et partiellement gelée

jusqu'au cours du Tardiglaciaire (Ruddiman, 1977 a). Le recul est beaucoup plus rapide au SE où, très tôt après 18 000 BP (stade maximal de Brandebourg-Lezno), les glaces marginales de Russie, des Pays Baltes et de Pologne ne sont plus alimentées que lors de brefs stades de rétablissement de bilans accumulation/ablation positifs dans les zones centrales (stades de Frankfurt-Poznan, de Poméranie): Zonneveld, 1973. Les oscillations et les moraines correspondantes sont plus importantes dans les régions du SW (Allemagne du nord, Danemark), où persiste jusqu'entre 14 000 et 12 000 BP un fort courant de glace issu de la Baltique. La Mer du Nord a été plus rapidement évacuée (entre 12 000 et 14 000 BP).

C'est à partir de 13 000-12 000 BP (interstade de Bølling) que la déglaciation de la péninsule scandinave elle-même s'accentue, en même temps que le faîte de l'inlandsis migre vers l'ouest, tout en restant à l'est des Scandes (Lundqvist, 1965, 1972). La déglaciation est rapide du côté baltique, où le glacier vêle dans les eaux qui occupent le bassin libéré (lac glaciaire baltique, Mer à Yoldia, Mer à Echineis, Lac à Ancylus : Hyyppä, 1964; Donner, 1965; Oslofjord: Gjessing, 1965-1966). Elle l'est moins, et ses modalités sont plus variées, du côté atlantique, où la mer reste prise par la glace pendant une grande partie de l'année, jusque vers 10 000 BP (Jansen *et al*, 1983). En outre, une topographie accidentée (hauts plateaux et montagnes coupés de vallées et de fjords) permet ici une alimentation locale et de brefs temps de réponse vis à vis d'oscillations climatiques encore mal expliquées (Lamb, 1977; Mangerud, 1980).

Sur tout le pourtour de l'inlandsis, le processus de retrait est entrecoupé de stades de stagnation ou de réavancée qui ne sont pas toujours synchrones, du fait de l'influence des conditions glaciologiques locales. De ces stades datent des constructions morainiques typiques qui témoignent d'une évacuation assez lente et irrégulière de la façade norvégienne (Andersen, 1979); les épisodes principaux sont ceux du Dryas ancien (12 000 BP) et surtout du Dryas récent, entre 11 000 et 10 000 BP (moraines de Ra-Herdla-Tromsø-Lyngen, contemporaines de celles de Suède moyenne et de la Salpausselkä : fig. 88). Ensuite, la déglaciation finale a été rapide, les montagnes de l'ouest ayant été libérées avant leur piémont oriental, où un long dôme de glace morte barrant les vallées s'est maintenu en se morcelant, jusque vers 8 000 BP (Lundqvist, 1965,1972).

La diversité des types d'évolution commandée par la position géographique et par les décalages dans la chronologie de l'évacuation par l'inlandsis est particulièrement sensible dans les régions étudiées. Ainsi s'explique l'intervention de dynamiques très diverses, au cours de la déglaciation ; leur répartition reflète la plus ou moins grande ancienneté de la disposition de l'inlandsis et l'influence du relief dans les régions considérées, à travers les étapes de l'évolution climatique post-glaciaire. Ces dynamiques doivent être prises en compte autant que celles du maximum glaciaire dans tout essai de la compréhension du relief actuel.

2. Les Lofoten-Vesterålen : des montagnes tôt évacuées par l'inlandsis.

Les étapes de la déglaciation de l'archipel ont été retracées par Møller et Sollid (1972). Les mêmes auteurs (1973), et Bergström (1973) ont présenté les principaux aspects de la glaciation locale qui s'est développée dans les massifs montagneux pendant quelques millénaires, après le retrait de l'inlandsis, essentiellement au cours du Tardiglaciaire. Ces travaux portent essentiellement sur la géologie glaciaire : ils comportent peu d'informations sur les autres composantes de l'environnement au cours de cette période de multiples oscillations climatiques. De rares données palynologiques (Moe, 1979) et nos propres observations sur le développement et la chronologie d'une morphogénèse "froide" non glaciaire (Peulvast, 1981) permettent cependant de compléter l'image donnée par les travaux classiques.

a. le retrait de l'inlandsis

Du fait de la configuration régionale (chapitre I), l'inlandsis est suivi dans son retrait par la mer qui ennoie au fur et à mesure les parties basses, malgré des niveaux marins mondiaux encore bas (entre - 70 et -40 m pour le Tardiglaciaire: Mörner, 1971) : le relèvement isostatique de cette région marginale, mais enfoncée sous le poids d'une glace qui avait été assez épaisse pour ennoyer la plupart des massifs montagneux, ne fait alors que commencer. Ce phénomène entraîne des modes d'ablation particuliers (vêlage) qui contribuent, avec la position externe de l'archipel, à expliquer *le caractère*

précoce de la déglaciation, dans une ambiance encore froide. Il est aussi à la base d'une méthode originale de datation et de corrélation régionale des phases de la déglaciation, à la suite des travaux d'Undås (1938), O.T.Grønlie (1940) et Marthinussen (1961).

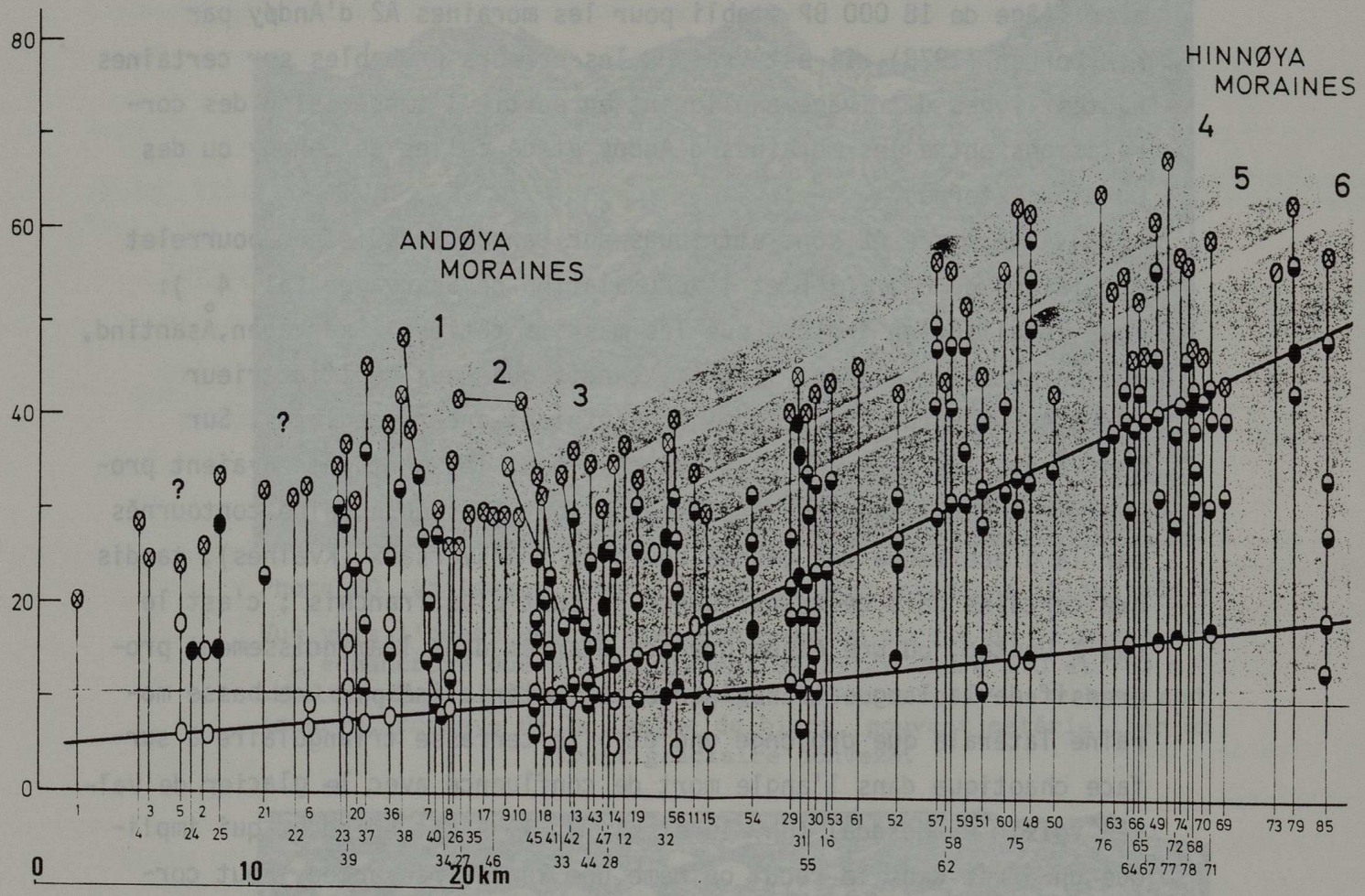
La déglaciation d'un secteur côtier se traduit par l'établissement d'une ligne de rivage correspondant à la relation du moment entre le niveau marin mondial en cours de relèvement rapide (variation eustatique) et la position par rapport à une zone de relèvement isostatique assimilée à un plan subissant une rotation de vitesse variable autour d'un axe parallèle à la côte. Cet axe tend d'ailleurs à se déplacer vers les régions intérieures au cours de la déglaciation (Mörner, 1971). Dans le secteur considéré, le rivage le plus ancien est appelé "limite marine" (Møller et Sollid, 1973). Plus ce secteur est en position interne et donc récemment libéré par la glace, plus la limite marine y est récente. Dans tout l'archipel, cette limite, ainsi que la plupart des lignes de rivage ultérieures ont été portées à des altitudes supérieures au 0 actuel (sauf celle du Dryas récent, ou stade de Tromsø-Lyngen, qui se trouve immergée dans les îles les plus externes : façade NW de Langøy et de Vestvågøy Flakstadøy, Moskenesøy). C'est le résultat d'une remontée isostatique qui a persisté jusqu'à nos jours en se ralentissant, tout en dépassant le rythme de la remontée eustatique (seule la dernière phase, particulièrement rapide, de cette remontée a provoqué dans les régions externes une transgression temporaire, dite "transgression à Tapes", entre 7400 et 4500 BP : Marthinussen, 1961).

Les traces des plus anciens de ces niveaux (plages, cordons de galets, encoches et plate-formes d'abrasion élaborés lors de périodes plus ou moins courtes de stabilité relative) n'existent bien sûr que sur la façade NW de l'archipel : elles se retrouvent maintenant à des altitudes de 25 à 48 m, ces altitudes croissant selon une direction perpendiculaire au tracé de l'ensemble de la façade. Le même schéma vaut pour les traces synchrones de lignes de rivages plus récentes. Leur extension vers les régions internes de l'archipel est d'autant plus importante qu'elles sont récentes, et leur soulèvement est de plus en plus marqué dans la même direction ; les plus récentes sont les moins fortement basculées. Le soulèvement d'une même génération de formes littorales est cartographié au moyen isobases, ou lignes

d'égal soulèvement : cette cartographie a été effectuée ici avec une équidistance de 10 m pour la ligne de rivage correspondant à une époque déjà avancée de la déglaciation, le Dryas récent, ou stade de Tromsø-Lyngen : fig. 93 (Møller et Sollid, 1972).

Le report des lignes de rivage sur un profil perpendiculaire aux isobases équivaut à l'établissement d'un "diagramme de lignes de rivage équidistantes" ; nous reproduisons ici les principaux éléments du diagramme établi pour la région concernée par Møller et Sollid(1972) d'après les mesures dont le degré d'erreur (± 1m) explique qu'il s'agisse moins de lignes que de zones de rivage (fig. 97). Par cette opération,la limite marine d'un lieu donné peut être raccordée à une ligne de rivage régionale dont la place dans le diagramme,et la déformation sont bien définies. Quelques datations absolues (Marthinussen, 1961) ont fourni autant de repères chronologiques pour la détermination de l'âge de ces lignes de rivage et de celles qui ont été formées ultérieurement (chapitre VI). La détermination de la limite marine est ainsi un bon moyen d'estimation de l'âge absolu minimum de la déglaciation en un lieu donné ; l'étude des relations entre les formes littorales et les constructions de marge glaciaire permet en outre de préciser les modalités de la déglaciation et des épisodes de stagnation ou de réavancée glaciaires.

Les seules traces connues de la phase de déglaciation la plus ancienne sont situées dans des secteurs plus ou moins surélevés où la glace n'arrivait pas en mer. Il nous a été impossible de retrouver avec certitude les hautes formes littorales signalées dans les Lofoten externes et sur la façade NW de la Vestvågøy par Møller et Sollid (1972); nous n'y avons vu que des rebords irréguliers de moraines, de glaciers rocheux ou de glaciers couverts au-dessus d'encoches de sapement plus tardives (Peulvast, 1981). Jalonnée par les constructions morainiques les plus externes connues dans la partie étudiée de l'archipel, cette phase précoce est corrélée par Møller et Sollid (1972) avec les moraines A2; elle témoigne d'un court arrêt dans la déglaciation de la façade NW de Langøy, de Vestvågøy et de l'ouest de Moskenesøy (fig. 93). Sa datation reste cependant imprécise dans la mesure où Møller et Sollid indiquent un âge de 16 000 - 15 000 BP (stade Daniglaciaire), ce qui est contradictoire



LOCALITIES

Austvågøya		*Langøya*		*Andøya*		*Grytøya*	*Hinnøya*
11. Rørvik		20. Bø		34. Åknes		48. Dale	60. Gunnesdal
12. Gravermark		21. Fjærvoll		35. Leirbogen		49. Bjørnaa	61. Hognfjordbot
13. Brenna		22. Malnes		36. Nøss		*Hinnøya*	62. Sørfjordbotn
14. Delp		23. Myre		37. Børvågen			63. Holandsdale
15. Grunnførfjord		24. Nykksund		38. Storhaugen		50. Austerpollen	64. Flesnes
16. Sildpollen		25. Langnes		39. Bleik		51. Kjerringdalen	65. Bogen
Vestvågøya		26. Alsvåg		40. Haugnes-profilet		52. Osvolddalen	66. Forøseter
17. Storviken		27. Steinsland		41. Saura-profilet		53. Kringlen	67. Bømarken
18. Brevik		28. Fagernes		42. Dverberg-profilet		54. Roksøyfjorden	68. Våtvold
19. Stokmarknes		29. Sortland		43. Å-profilet		55. Forfjorden	69. Gullesfjord
		30. Bøstranda		44. Åse		56. Lovika	70. Gullholmen
		31. Jerstad		45. Bjørnskinn		57. Myrlandsdalen	71. Refsnes
		32. Sandnes		46. Tranesvågen		58. Røyrtinddalen	72. Vebbestad
		33. Vikbotn		47. Skjoldehamn		59. Godfjordbotn	73. Storhaugen

Figure 97 : Diagramme de zones de rivage équidistantes des Lofoten-Vesterålen. La direction du plan vertical de projection est perpendiculaire aux isobases de la figure 93.

avec l'âge de 18 000 BP établi pour les moraines A2 d'Andøy par K.D.Vorren (1978). Il est vrai que les erreurs probables sur certaines hautes lignes de rivage expliquent en partie l'imprécision des corrélations entre les moraines d'Andøy et de celles de Langøy ou des Lofoten externes.

A ce stade A2 sont attribués sur Langøy le puissant bourrelet morainique de Fjærvoll et l'accumulation de Skårvågen (pl. 4): leur localisation indique que les massifs côtiers (Skårvågen, Åsantind, Selvåg, Utskår) étaient libérés, tandis que ceux de l'intérieur (Bøvetta, pourtour de l'Eidsfjord) étaient encore englacés. Sur Vestvågøy, les caps les plus avancés, dont les montagnes avaient probablement constitué des nunataks, ne sont plus qu'à peine contournés par la glace venue des grands couloirs transversaux (Kvalnes), tandis que certains cols de transfluence ne sont plus franchis ; c'est le cas à Unstad, où une étape précoce d'arrêt dans l'amincissement progressif de la langue transfluente est matérialisé par une basse moraine latérale que prolonge une étroite terrasse triangulaire à surface chaotique dans l'angle mort de confluence avec le glacier de vallée voisin du Norddal (ph. 16 et pl. 2). A cet épisode, qui implique un arrêt dans le recul ou même une légère réavancée, peut correspondre également la moraine frontale qui barre le col de Napp, sur Flakstadøy (pl. 1). Ailleurs, dans la même île, seule la déviation de la gigantesque langue de blocs éboulés qui s'étale à la base du flanc ouest du Stortind matérialise l'existence d'un front glaciaire sans doute bombé, à l'extrémité d'une langue de glace débordant vers le nord dans le Skjelfjord, depuis le Vestfjord (Peulvast, 1981; ph. 80).

Ce premier épisode de retrait indique déjà un contrôle croissant du tracé du front et de l'orientation des courants de glace, au fur et à mesure que l'inlandsis s'amincit. Cette caractéristique s'accentue ensuite, comme le montre le tracé du front lors du stade suivant, matérialisé par *les moraines internes d'Andøy A3 et leurs prolongements méridionaux* (Møller et Sollid, 1972 ; fig. 93). Cet épisode de stationnement après un retrait lent est daté par ces auteurs de 15 000 - 13 000 BP, ce qui est en grande partie antérieur au Dryas très ancien (Mangerud *et al*, 1974). Le retrait est resté modeste sur Langøy et sur le Vesterålsfjord, sans doute en liaison avec une forte alimentation neigeuse sur les hautes montagnes proches de cette

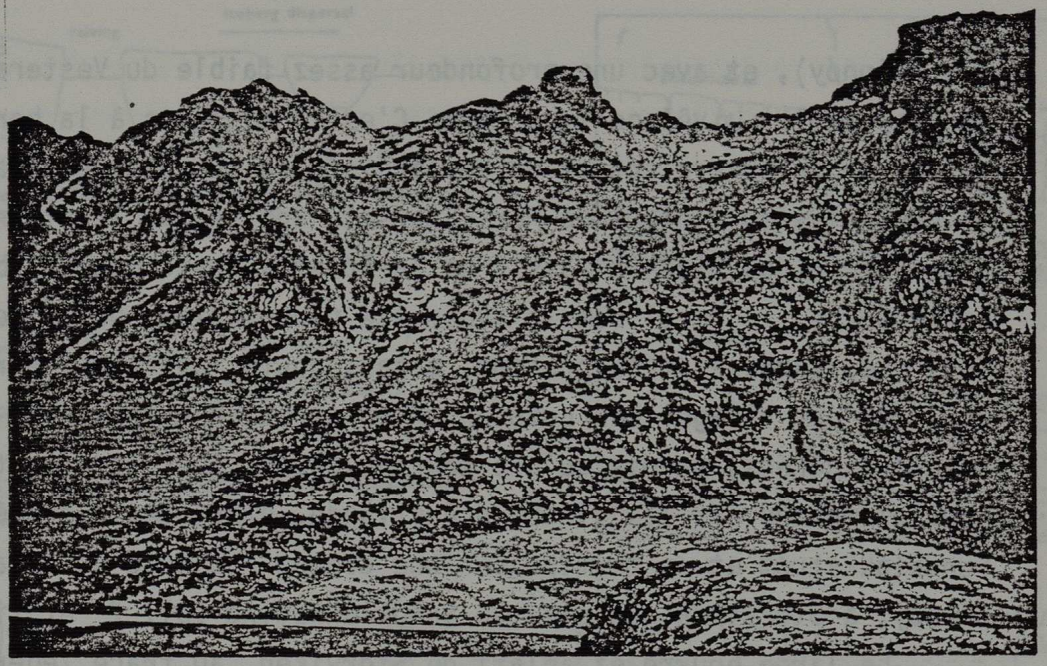


Photo 80. La langue d'éboulement des Storurtindene (Flakstadøy)

Vue vers l'ouest depuis l'éperon nord du cirque du Volandstind. L'échancrure due à l'éboulement se situe entre 670 et 750 m d'altitude ; le front de la langue à 8 m ; noter le rebord sud incurvé, concave de la langue de blocs, pouvant matérialiser un front glaciaire convexe.

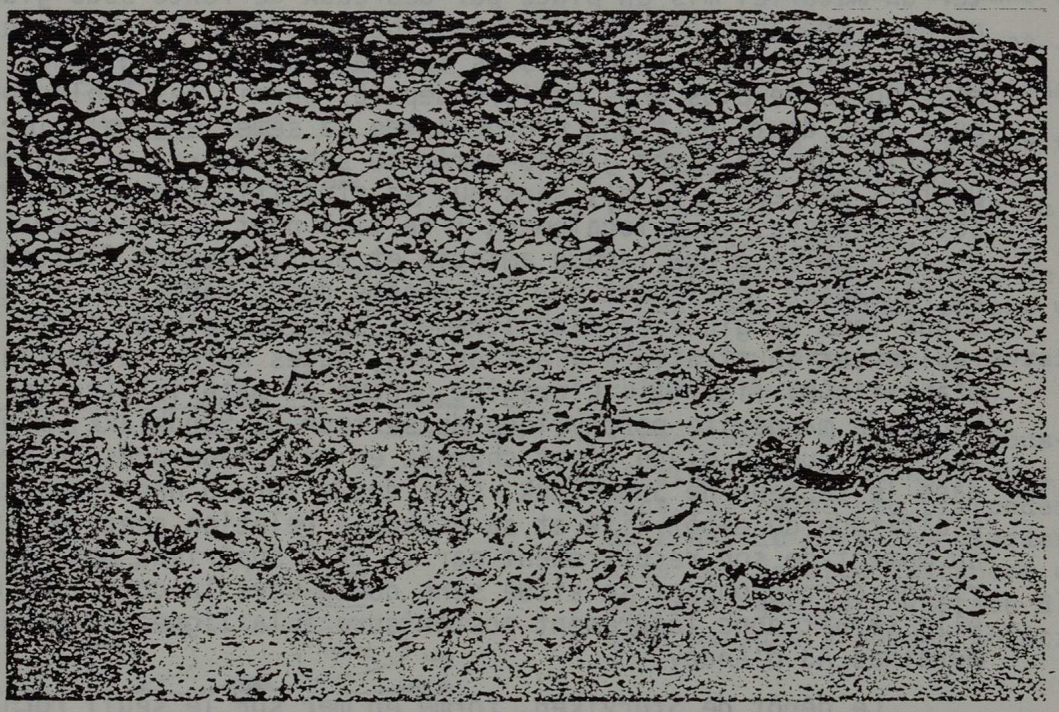


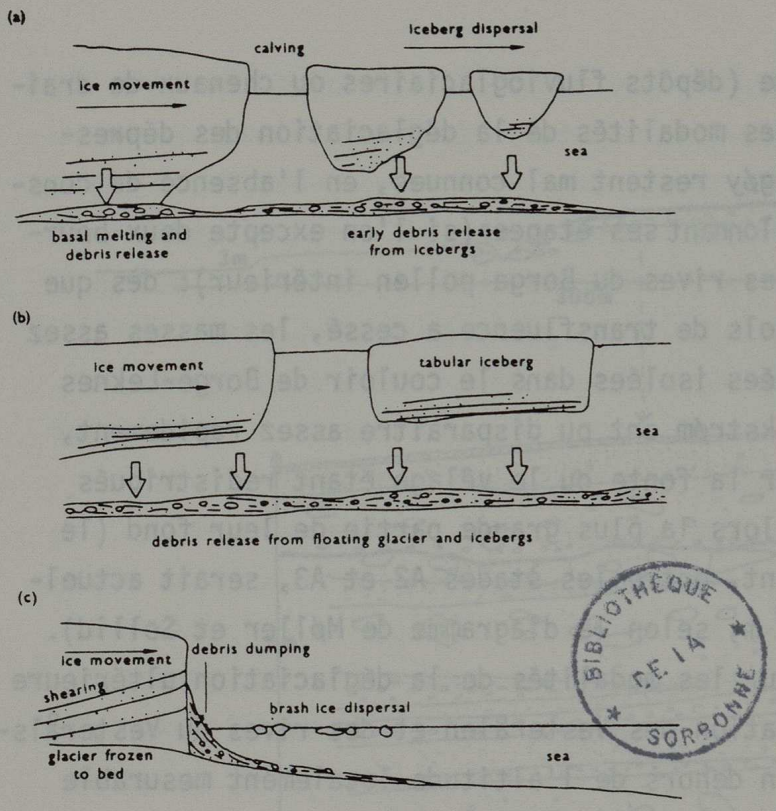
Photo 81. Le dépôt morainique de front d'inlandsis de Storviken (Gimsøy).

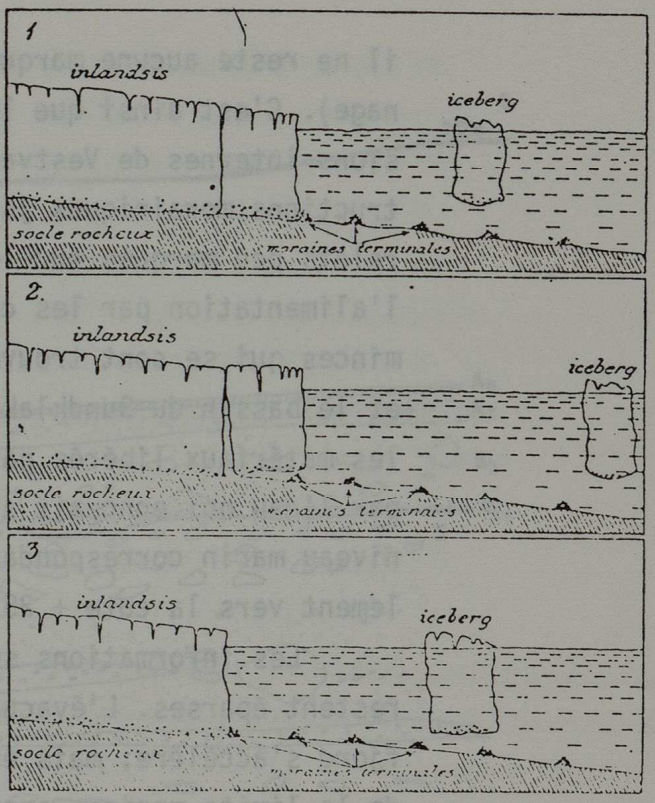
dépôt formé en mer. Un matériel non classé à blocs sub-anguleux surmonte des lits et lentilles de cailloux, de blocs et de sable témoignant d'un tri dans la zone frontale.

île (Hinnøy), et avec une profondeur assez faible du Vesterålsfjord, peu favorable a un vêlage important. C'est d'ailleurs à la bordure NW de la langue encore active du Vesterålsfjord que peut être attribué le bourrelet morainique de Mårs-Snarset, édifié sur le strandflat à l'est de Bø, au pied du massif de la Bøvetta fraîchement libéré (pl.4) En revanche, le recul semble avoir été plus rapide sur le Vestfjord qui, très large et très profond, a sans doute favorisé une rapide ablation par vêlage. Les Lofoten externes et Vestvågøy sont entièrement libérées, tandis qu'une courte langue, peut-être partiellement alimentée par les glaces d'Austvågøy, emprunte la trouée du Sundklakkstrøm et se termine sur une croupe rocheuse du strandflat de Gimsøy, à Storviken, au pied du Sundklakkstind (pl. 2 et fig.29).

Le large bourrelet aplati de Storviken, au tracé légèrement convexe vers le N ou sinueux, est éventré par une carrière qui montre la structure sur 2 à 4 m d'épaisseur (ph.81). A la base, un matériel morainique à blocs subanguleux est surmonté sur 1 m d'épaisseur par des lits sableux ou silteux discontinus, englobant des gros blocs et des cailloux eux même très peu émoussés; ces lits, qui comportent également des niveaux de graviers et de cailloux de gneiss plus ou moins sombres plus ou moins roulés peuvent représenter un matériel mis en place par des eaux de fonte sous-glaciaires ou plus probablement déposé en eau peu profonde à proximité d'un front glaciaire, ou encore sous la glace décollée du fond; les blocs mal roulés de plus gros calibre déposés parmi les sables proviennent sans doute du front proche ou de la semelle du glacier. Ce matériel probablement glacio-marin ou sub-littoral est surmonté par un till peu épais (1 m), sans que la stratification du dépôt classé soit dérangée, sauf localement : ce till peut représenter la charge de la semelle d'une langue amincie et partiellement flottante ayant pu réavancer légèrement sur les dépôts de sa marge, ou la charge d'une lame de glace particulièrement sale au sein de cette langue, rapidement soustraite à l'action des vagues après la fusion (moraine d'ablation): fig. 98 . L'origine proche du matériel (gneiss rubanés, blocs de mangérite porphyrique du secteur de Sundklakk) montre en tout cas que la glace s'est chargée en matériaux près du front, dans le secteur de Sundklakk, sans doute lors d'une réavancée. L'altitude du dépôt lité et sa probable relation avec le niveau marin au moment de son recouvrement par le till supérieur montrent que le rivage correspondant se situe sans doute vers la cote + 20 m; elle serait donc légèrement postérieure à la ligne corrélée avec les moraines A3 d'Andøy.

Le dépôt de Storviken, formé en mer sur le seuil rocheux faiblement immergé et donc rapidement soustrait à l'action des vagues après sa formation, est assez exceptionnel. Ailleurs, il reste dans l'archipel peu de traces de la marge de l'inlandsis, l'ablation s'étant faite par vêlage au-delà de lignes de décollement restées immergées depuis (Vesterålsfjord, Vestfjord) ou par une fusion lente dont





BIBLIOTHÈQUE CE IA SORBONNE

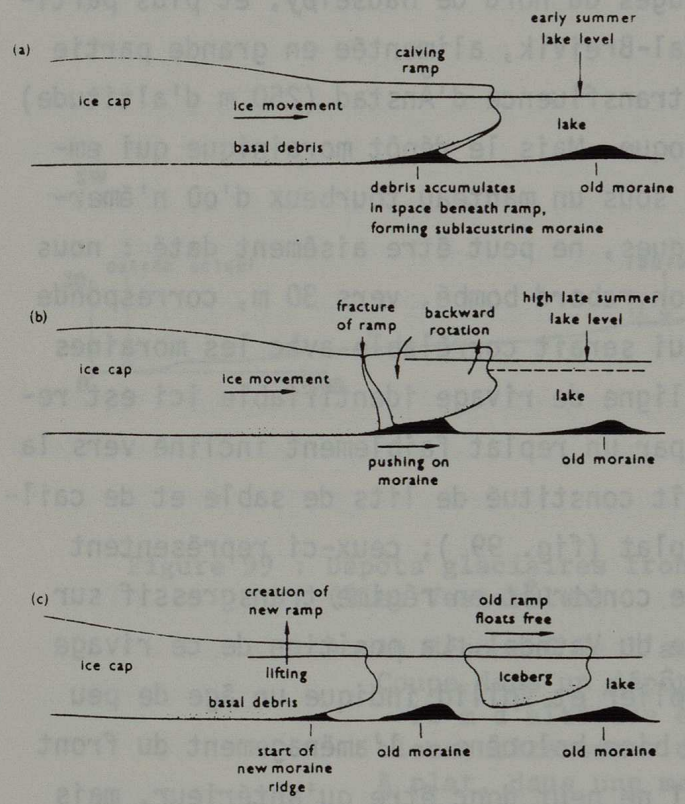


Figure 98 : Dépôts de front glaciaire en mer (A,B) et dans les lacs, d'après Sugden et John (1977: A,C) et Hoppe (1950, B).

A: a: glacier à base tempérée vêlant dans dans une baie profonde.
b: glacier à base froide ou ice shelf en eau profonde.
c: glacier à base froide se terminant en eau peu profonde ou sur une plage.

B: vêlage et formation de moraines de retrait en milieu marin.

C: formation de moraines sous-lacustres. Le processus peut également avoir lieu dans les baies peu profondes des Lofoten, au front de certains glaciers locaux; mais les faibles distances en jeu n'ont autorisé que la formation d'un, voire deux vallums à sommet aplati (Kartfjord).

il ne reste aucune marque (dépôts fluvioglaciaires ou chenaux de drainage). C'est ainsi que les modalités de la déglaciation des dépressions internes de Vestvagøy restent mal connues, en l'absence de constructions morainiques jalonnant ses étapes (si l'on excepte deux bourrelets peu marqués sur les rives du Borge pollen intérieur): dès que l'alimentation par les cols de transfluence a cessé, les masses assez minces qui se sont trouvées isolées dans le couloir de Borge-Leknes et le bassin du Sundklakkstrøm ont pu disparaître assez rapidement, les matériaux libérés par la fonte ou le vêlage étant redistribués par l'eau qui ennoyait alors la plus grande partie de leur fond (le niveau marin correspondant, entre les stades A2 et A3, serait actuellement vers la cote + 25 m, selon le diagramme de Møller et Sollid).

Les informations sur les modalités de la déglaciation ultérieure restent éparses. L'évacuation des Vesterålen et des rives du Vesterålsfjord s'accélère; mais en dehors de l'altitude localement mesurable de la limite marine, aucune trace des étapes de cette évacuation n'est conservée dans le centre de Langøy et sur les rives de l'Eidsfjord. La déglaciation des grandes auges du nord de Hadseløy, et plus particulièrement de celle de Vatndal-Breivik, alimentée en grande partie par la glace issue du col de transfluence d'Ånstad (250 m d'altitude) remonte sans doute à cette époque. Mais le dépôt morainique qui empâte le fond de cette vallée, sous un manteau tourbeux d'où n'émergent que de gros blocs erratiques, ne peut être aisément daté : nous n'avons pas pu vérifier que son rebord bombé, vers 30 m, corresponde bien à une ligne de rivage (qui serait corrélable avec les moraines de Hinnøy); la plus ancienne ligne de rivage identifiable ici est représentée, entre 12 et 14 m, par un replat faiblement incliné vers la baie de Breivik et qui apparaît constitué de lits de sable et de cailloutis mal roulés disposés à plat (fig. 99); ceux-ci représentent probablement un dépôt de plage construit en régime transgressif sur le front émoussé de la moraine du Vatndal. La position de ce rivage soulevé sur le diagramme de Møller et Sollid indique un âge de peu antérieur au Dryas récent, ou bien holocène : l'aménagement du front du dépôt morainique du Vatndal ne peut donc être qu'antérieur, mais la date de la déglaciation ne peut pas être précisée.

Cet épisode de déglaciation est interrompu sur Hinnøy par une phase de stationnement du front, appelée par Møller et Sollid *"stade*

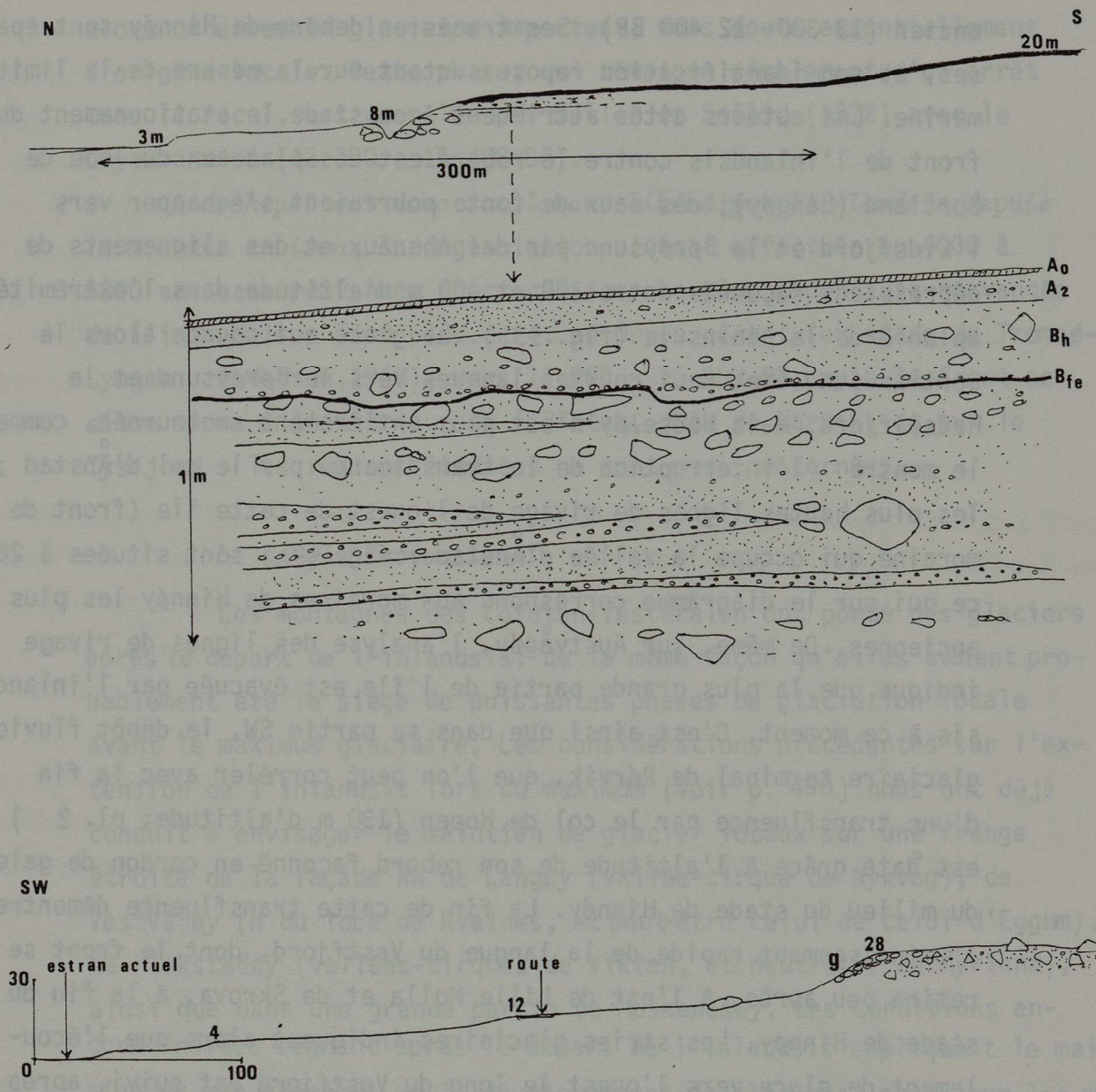


Figure 99 : Dépôts glaciaires frontaux et rivages soulevés sur Hadseløy (îles Vesterålen)

A: Au débouché de l'auge de Vatndal-Breivik (nord de l'île). Coupe dans un dépôt littoral situé sur une large encoche 12 m d'altitude et reposant sur de la moraine à gros blocs; alternance de lits de cailloux faiblement émoussés, à plat, dans une matrice sableuse, et de lits ou de lentilles de sable ou de gravillons.

B: Au débouché de la vallée d'Anstad (ouest de l'île); anciens littoraux sur le front et en contrebas d'une puissante accumulation morainique; g: galets.

des moraines de Hinnøy"et corrélée par ces auteurs avec le Dryas très ancien (13 300- 12 400 BP). Ses traces en dehors de Hinnøy sont éparses, et son identification repose surtout sur la mesure de la limite marine. Les auteurs cités attribuent à ce stade le stationnement du front de l'inlandsis contre le rebord est des plateaux du lobe de Sortland (Langøy); des eaux de fonte pourraient s'échapper vers l'Eidsfjord et le Børøysund par des chenaux et des alignements de dépressions façonnés entre 300 et 400 m d'altitude dans l'extrémité aplanie de la péninsule (fig. 93). La glace qui occupe alors le Sortlandsund émet deux courtes langues vers le Børøysund et le Hadselfjord; mais Hadseløy n'est plus entièrement contournée, comme le montre l'interruption de la transfluence par le col d'Ånstad ; les plus hautes lignes de rivage de l'ouest de cette île (front de la moraine qui occupe la vallée d'Ånstad : fig. 99) sont situées à 28 m , ce qui sur le diagramme correspond aux moraines de Hinnøy les plus anciennes. De même, sur Austvågøy, l'analyse des lignes de rivage indique que la plus grande partie de l'île est évacuée par l'inlandsis à ce moment. C'est ainsi que dans sa partie SW, le dépôt fluvioglaciaire terminal de Rørvik, que l'on peut corréler avec la fin d'une transfluence par le col de Hopen (130 m d'altitude; pl. 2) est daté grâce à l'altitude de son rebord façonné en cordon de galets, du milieu du stade de Hinnøy. La fin de cette transfluence démontre l'amincissement rapide de la langue du Vestfjord, dont le front se retire peu après, à l'est de Lille Molla et de Skrova, à la fin du stade de Hinnøy. Les stries glaciaires indiquent alors que l'écoulement de glace vers l'ouest le long du Vestfjord est suivi, après cette évacuation, par un écoulement vers le sud, depuis les montagnes encore englacées d'Austvågøy (secteurs de Henningsvær, Svolvær, Kabelvåg : fig. 93).

L'évacuation complète du reste de l'archipel par l'inlandsis est rapide. Après l'interstade de Bølling, dès *le stade des moraines de l'Astafjord* (fig. 93), le front se situe dans une partie déjà interne de l'Ofoten, Hinnøy est complètement à l'extérieur de l'inlandsis et Hamarøy est probablement libérée. Les dépôts marginaux de cette phase sont rares, car le front s'établit dans des régions accidentées où les pentes sont trop fortes, où les strandflats sont rares et où les fonds sont restés immergés depuis. Mais quelques constructions préservées près de la tête des fjords de Hinnøy mon-

trent que seul le centre de cette vaste île montagneuse conserve alors un ensemble glaciaire important, sans doute essentiellement d'origine locale. Cette phase, qui témoigne simplement d'un arrêt dans le recul, est corrélée par Møller et Sollid (1972) avec le Dryas ancien (12 300 - 11 400 BP).

L'archipel est donc totalement libéré par l'inlandsis depuis 12 000 ans environ, la déglaciation s'étant effectuée en 4000 à 5000 ans sans réavancée spectaculaire. La plus importante réavancée de l'inlandsis a lieu plus tard, au Dryas récent (ou stade de Tromsø-Lyngen : Andersen,1968), vers 11 000 - 10 400 BP; mais le front se situe alors à l'intérieur de l'Ofoten, près de Narvik, et sur le Tysfjord : les régions étudiées ne sont pas concernées.

b. la glaciation locale

Les montagnes des Lofoten-Vesterålen ont porté des glaciers après le départ de l'inlandsis, de la même façon qu'elles avaient probablement été le siège de puissantes phases de glaciation locale avant le maximum glaciaire. Les considérations précédentes sur l'extension de l'inlandsis lors du maximum (voir p. 498) nous ont déjà conduit à envisager le maintien de glacier locaux sur une frange étroite de la façade NW de Langøy (vallée-cirque de Nykvåg), de Vestvågøy (N du lobe de Kvalnes, et peut-être celui de celui d'Eggum), de Flakstadøy (vallées-cirques de Vikten, et peut-être de Myrland), ainsi que dans une grande partie de Moskenesøy. Les conditions encore froides régnant après le départ de l'inlandsis expliquent le maintien de ces glaciers et le développement de glaciers locaux sur les montagnes émergeant de la chape de glace régionale.

Depuis les descriptions de constructions morainiques liées à la glaciation locale (entre autres les moraines du Reinebotn, sur Moskenesøy, de Stamsund, sur Vestvågøy pl.1 et 11; ou celles de Hadseløy) par T.Vogt (1911-1912) et Ahlmann (1919), les travaux sur la glaciation locale des Lofoten-Vesterålen se sont succédés, apportant des informations de plus en plus précises sur la chronologie et les implications paléoclimatiques des diverses phases (Byland, 1936; Møller et Sollid, 1972, 1973; Bergström, 1973).

La principale manifestation de la glaciation des Lofoten-Vesterålen est *le développement de glaciers de cirques et de vallées*, à l'exception de glaciers de plateaux, dont la formation est

impossible sur ces reliefs trop morcelés, trop accidentés ou trop bas. Selon la position de ces cirques et vallées dans des massifs libérés plus ou moins tôt par l'inlandsis, selon leur configuration et leur exposition, selon l'altitude de leur plancher et des reliefs qu'ils entaillent, la puissance des glaciers locaux et l'époque de leur fonctionnement peuvent varier. Les principales traces de ce fonctionnement sont des vallums morainiques, parfois uniques, parfois multiples (2, voire 3 vallums plus ou moins espacés : pl.1 , 2 , 3 , et 4).

Les datations absolues de ces constructions de marge glaciaire, à partir de tourbes développées en arrière, sont rares. L'une d'elles, sur Andøy, donne un âge de 8800 BP, ce qui selon Bergström (1973) pourrait indiquer la présence d'un glacier de cirque jusqu'au Pré-Boréal (notons cependant que selon Moe, 1979, cette date n'est que celle de l'instauration de conditions suffisamment humides pour permettre la formation de tourbe). Ailleurs, il n'existe guère de dates significatives ; c'est ainsi que la plus ancienne tourbe de Vestvågøy (10 000 BP) a été prélevée à l'extérieur d'une moraine terminale de glacier de cirque, ce qui ne renseigne pas sur l'âge relatif de cette moraine, mais peut simplement constituer une indication de l'adoucissement climatique holocène. La méthode de datation la plus couramment utilisée est celle des corrélations avec des lignes de rivage, là où les glaciers se sont terminés en zone côtière. A partir de ces glaciers, la limite des neiges permanentes et la limite de glaciation de l'époque peuvent être estimées, ce qui permet de rapporter les marques de glaciation des cirques et des massifs voisins à l'épisode correspondant ou à un autre, en l'absence de corrélations plus sûres (Bergström, 1973; Andersen, 1968, 1976).

En dehors des secteurs où elle s'était maintenue au cours même du maximum glaciaire, la glaciation locale a sans doute immédiatement suivi le départ de l'inlandsis sur *la façade externe de l'archipel*. Cependant, les cirques qui échancrent les massifs peu élevés de la façade NW de Langøy (Utskår, Selvåg, Åsantind, Veggefjell, Bøvetta, 440 à 600 m) ne présentent, à l'exception de la partie intérieure du cirque d'Utskår exposée au nord (pl. 4) aucune moraine terminale, malgré des conditions d'alimentation parfois excellentes (cirques entaillant le rebord E du plateau de la Bøvetta :ph. 21).

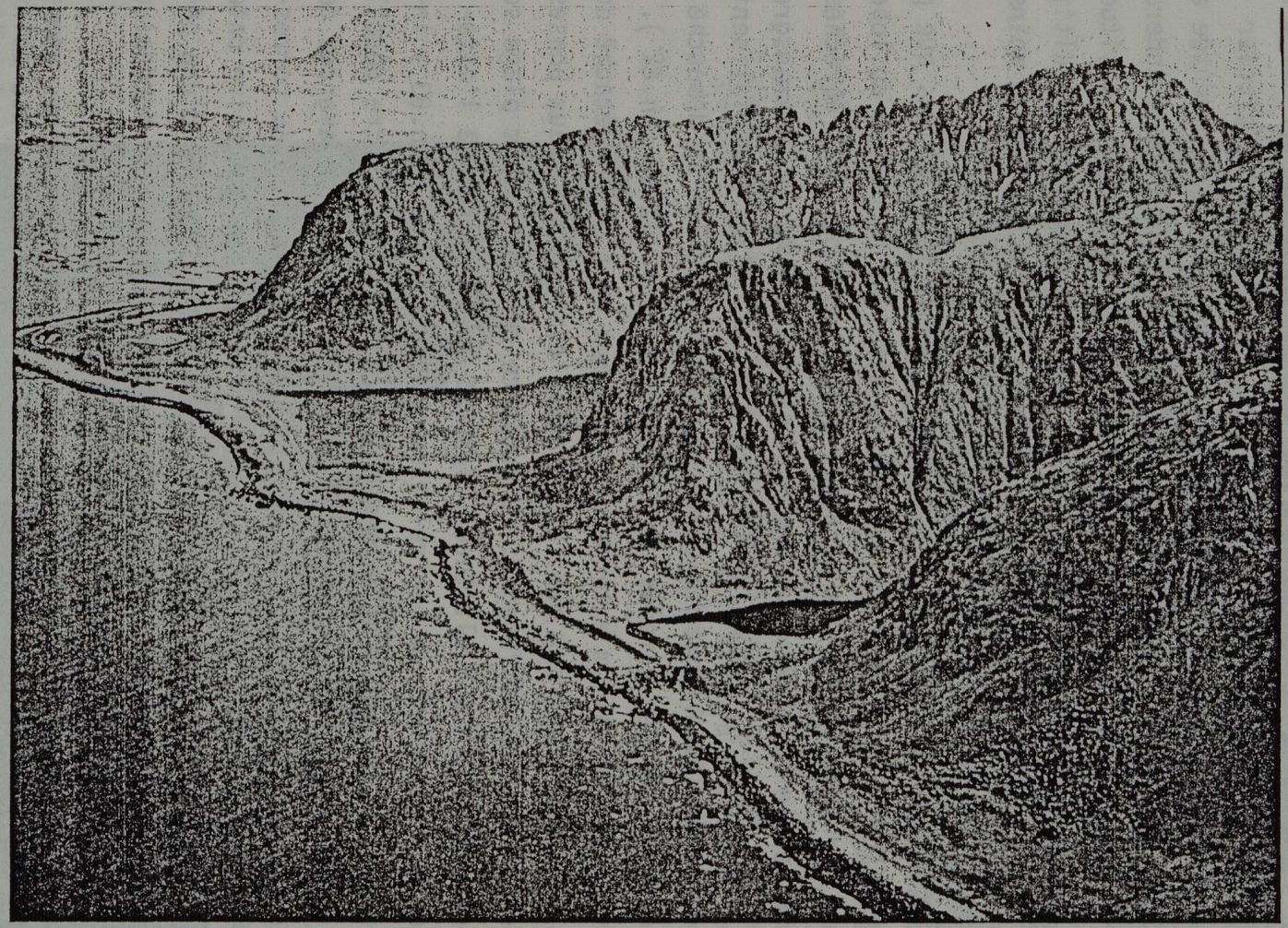


Photo 82. La façade NW du massif d'Eggum (Vestvågøy).

Vue vers l'est. Constructions morainiques au débouché des vallées-cirques de l'Utdal et du Heimerdal. Glaciers rocheux de base de paroi au pied des éperons. Cordons de galets et plages soulevés façonnés à partir du matériel morainique.

Il n'est donc pas sûr que tous aient fonctionné alors, et les glaciers qui se sont formésont dû confluer avec l'inlandsis non encore entièrement disparu. Cette corrélation indique que pratiquement aucun glacier ne s'est formé ici après le stade des moraines d'Andøy A2, c'est à dire environ 15 000 BP ; mais le fonctionnement du petit glacier d'Utskår indique que la limite de glaciation n'est guère remontée au-dessus de 500 m dans la période suivante. Si l'on admet avec Andersen (1968) que la limite des neiges permanentes correspondante se situe entre 150 et 250 m au-dessous de cette limite, on obtient une altitude de 250 à 350 m pour le début du Tardiglaciaire, soit 750 m au moins au-dessous de l'actuelle.

Cette donnée semble être confirmée par les corrélations que propose Bergström (1973) pour le système de moraines frontales du lobe d'Eggum, sur Vestvågøy . Ces moraines constituent des arcs ébréchés, recoupés par le talus de sapement et la plage soulevée de la transgression à Tapes (8-9 m, cordon de tempête à 11 m). Elles matérialisent l'extrémité de lobes arrondis étalés sur le strandflat au débouché des profondes vallées-cirques du Heimerdal et de l'Utdal (ph.82). Les vestiges d'un vallum externe peu puissant et à peine détaché du vallum principal montrent que la poussée s'est faite en deux phases, d'extension à peine différente. La présence d'un niveau de plage soulevé entre 15 et 18 m d'altitude (ligne S9 de Bergström) à l'extérieur et à l'intérieur du bourrelet ouest de Heimerdal (ph.83) indique que la glace qui arrivait en mer et qui pouvait s'être décollée du fond lors de la première phase, dans la partie la plus avancée de la langue, s'est retirée avant que ne s'établisse un niveau correspondant au stade des moraines de Hinnøy ; la poussée glaciaire date probablement du début du *Dryas très ancien* (13 000 BP) ou d'une période légèrement antérieure. Plus à l'ouest le glacier du Norddal est probablement arrivé dans la baie d'Unstad à la même époque.

Ce sont des dates équivalentes que suggèrent les autres constructions morainiques signalées par Bergström ou étudiées par nos soins en zone côtière. Ainsi, sur le lobe de Kvalnes, une moraine terminale au sommet aplati dessine un arc de cercle à demi-immergé en avant du débouché de l'auge du Dalvatn, au nord du village de Bø. En arrière de cette moraine, deux niveaux de plage soulevés entaillent la moraine de fond déposée lors de cette poussée (fig. 100). L'un d'eux, un puissant cordon de galets situés vers 10-11 m peut être corrélé avec la transgression à Tapes ; mais l'autre, un plus en arrière, vers 14-15 m d'altitude, ne peut être corrélé qu'avec la ligne de rivage 5 du diagramme de Møller et Sollid (ou les lignes S7 - S8 du diagramme

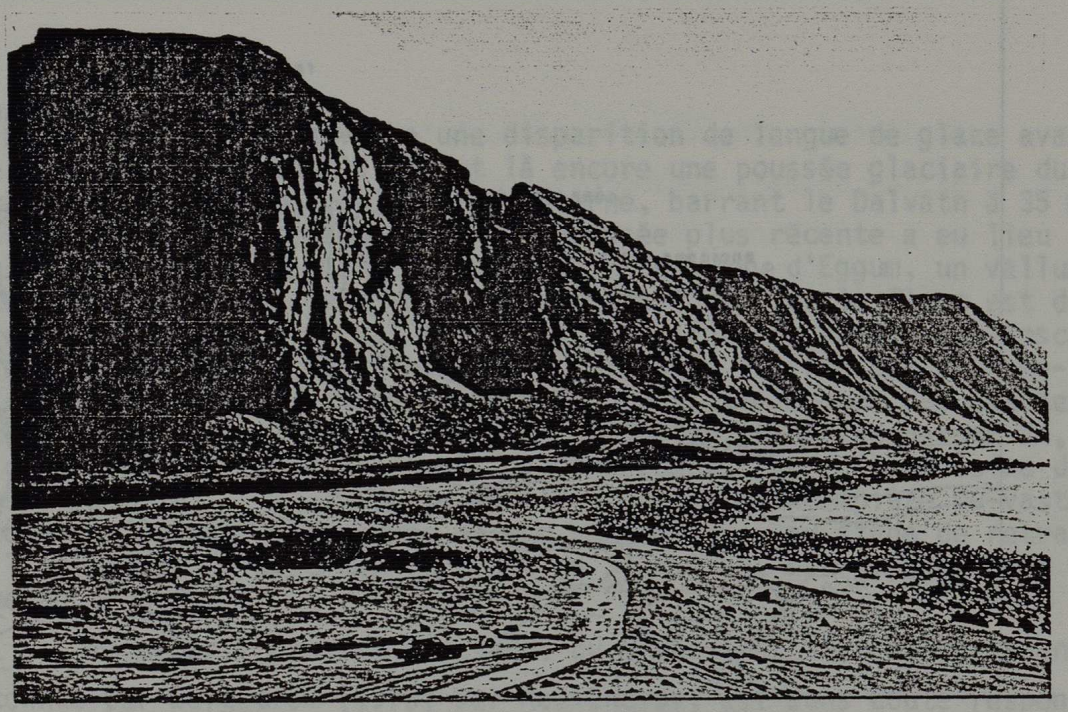


Photo 83. Les dépôts frontaux du Heimerdal (Eggum, Vestvågøy).

Vus vers le SW (au fond : le plateau du Klevheia, 400 m). Au-delà du cordon de galets de + 10 m et du Heimerdalsvatn : vallum frontal, détaché du glacier rocheux de base de paroi visible à l'arrière plan : de part et d'autre du vallum : bourrelets à + 12 et + 14 m, sans dépôts littoraux identifiables.

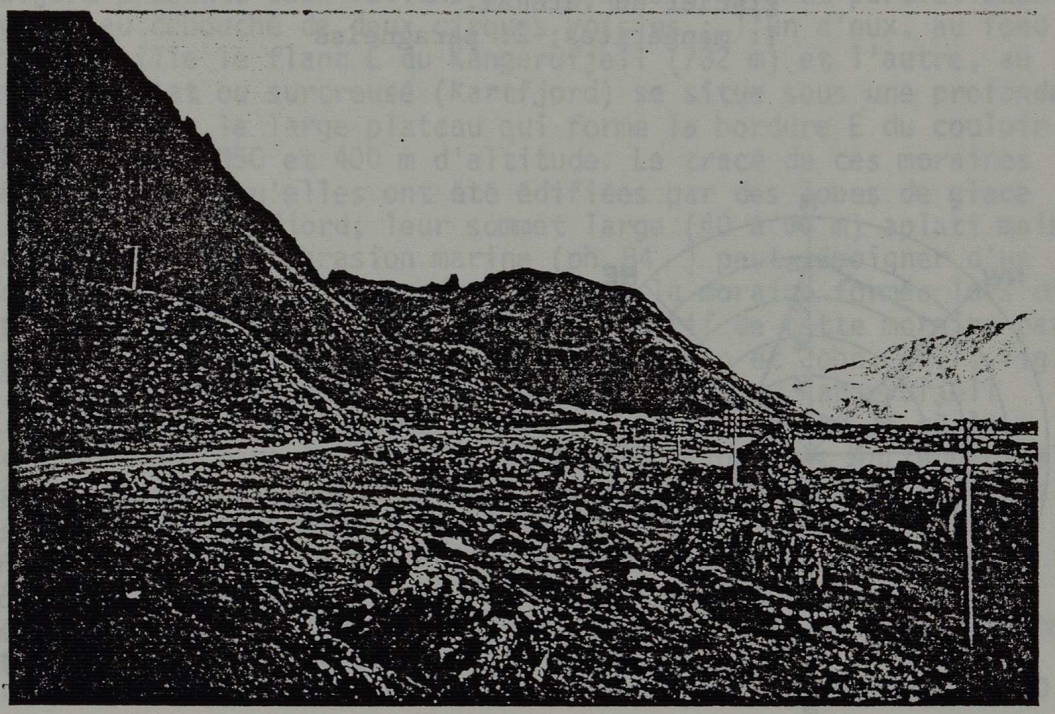


Photo 84. La moraine terminale du cirque est du Kangerufjell (Rålsfjord, Vestvågøy).

Le bourrelet s'aplatit brutalement en avant d'une haute moraine latérale, ce qui correspond probablement à une édification par une langue de glace partiellement flottante.

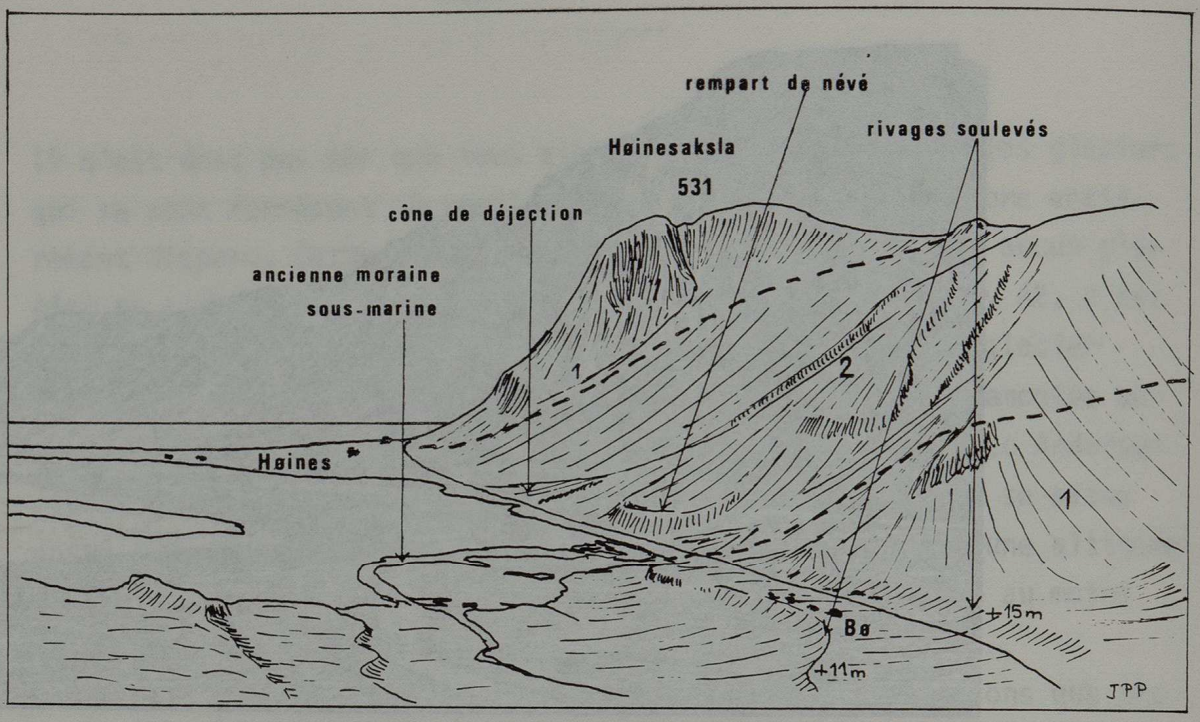


Figure 100 : Les rivages soulevés et la moraine de Bø (Vestvågøy).

Les niveaux de + 11m et de + 15m (respectivement liés à la transgression à Tapes et à un épisode tardiglaciaire ancien) sont postérieurs à la poussée glacciaire responsable de la mise en place -sous la mer - de la moraine frontale du glacier du Vatndal.
1: mangérites; 2: paragneiss

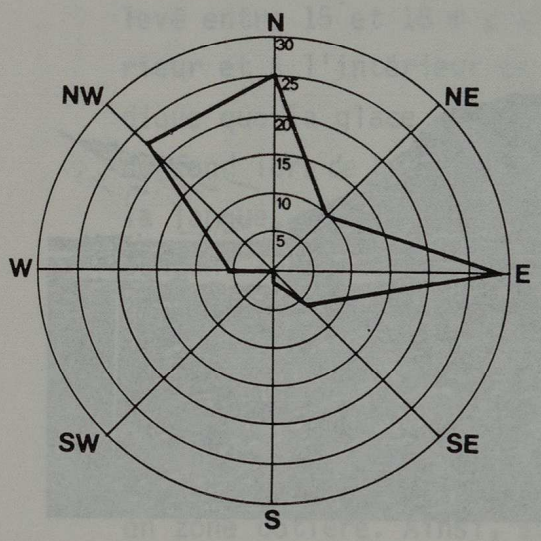


Figure 101: Orientation des cirques des Lofoten-Vesterålen présentant des moraines frontales d'âge Tardiglaciaire.
En pourcentage, sur 70 cirques.

de Bergström). Cela implique une disparition de langue de glace avant une date d'environ 12 800 BP, et là encore une poussée glaciaire du Dryas très ancien. Un vallum plus interne, barrant le Dalvatn à 35 m d'altitude atteste cependant qu'une poussée plus récente a eu lieu dans cette vallée, de la même façon que dans le lobe d'Eggum, un vallum interne barre le Norddalvatn à 155 m d'altitude. Sur le flanc est du massif de Kvalnes, à Rekdal (pl. 2), une ligne de rivage est inscrite à 20 m d'altitude, à l'intérieur de la plus interne des deux moraines terminales ébréchées (Bergström, 1973); le départ des glaciers est antérieur à la ligne 5 de Møller et Sollid, ou S8 de Bergström, et donc contemporaine du retrait des précédents. Sur l'île voisine de Gimsøy (pl. 10) , la moraine terminale incomplète du vaste cirque du Jenndal, sans doute de peu postérieure au stade de retrait de l'inlandsis jalonné par le dépôt de Storviken, est probablement du même âge.

L'importante poussée glaciaire du Dryas très ancien, également reconnue par Bergström (1973) sur Moskenesøy, est sans doute responsable des vallums de basse altitude de Flakstadøy (Vikten: fig. 95 ; Flakstad) et de Hadseløy (cirque de Finsæter-Lamlitind). Elle est également sensible dans le SE de Vestvågøy et l'ouest d'Austvågøy, alors récemment libérés.

Ainsi, entre Stamsund et Valberg (pl.2), la rive est du Ålsfjord présente deux vallums morainiques arqués et partiellement immergés au débouché de deux cirques voisins ; l'un d'eux, au fond pentu, entaille le flanc E du Kangerufjell (732 m) et l'autre, au vaste fond plat ou surcreusé (Kartfjord) se situe sous une profonde échancrure dans le large plateau qui forme la bordure E du couloir de Leknes entre 350 et 400 m d'altitude. Le tracé de ces moraines frontales montre qu'elles ont été édifiées par des lobes de glace étalés dans le Ålsfjord; leur sommet large (40 à 50 m) aplati mais dépourvu de traces d'abrasion marine (ph. 84) peut témoigner d'un glissement de la glace mince du front sur la moraine formée lors de la phase de poussée, et d'un étalement relatif de cette moraine par un glacier à la limite de la flottaison (Sugden et John, 1977; fig. 98). Ainsi, la moraine latérale sud du glacier du Kangerufjell (ph. 84) haute de 20 à 25 m, s'interrompt brutalement là où la glace, arrivant dans le fjord a pu s'étaler librement en tendant à se décoller du fond ; d'après la hauteur de cette moraine latérale, on peut estimer à 25 m au moins l'épaisseur de la langue juste en amont de cette zone d'étalement; une tendance au décollement implique une profondeur de 22-23 m au-dessus du lit rocheux et du fond morainique : la ligne de rivage correspondante, sur le diagramme de Møller et Sollid est la ligne 4 (c'est aussi la ligne S8 ou S9 de Bergström), ce qui donne là encore une date d'environ 13 000 BP.

C'est par des arguments analogues à ceux qui ont été employés ici et à Storviken que Møller et Sollid (1972) datent de la même époque la grande moraine frontale de Lyngvær, dans l'ouest d'Austvågøy . Les grandes moraines édifiées au débouché des cirques qui entaillent les faces E et N des massifs méridionaux de Vestvågøy

(Ballstad :ph. 85 ; Gravdal, Sennesvik , Stamsund:pl. 11 ; vallée de Dal) sont probablement contemporaines.

L'absence de moraines terminales visibles au débouché des grandes vallées-cirques et des fjords de Moskenesøy ou d'une partie des cirques de Vestvågøy et de l'ouest d'Austvågøy n'implique pas forcément l'absence de glaciers. Lors de cette phase de poussée, beaucoup d'entre eux ont en effet pu se terminer en mer, en eau plus ou moins profonde (le relèvement isostatique étant resté faible sur la façade externe de l'archipel, les rivages du Tardiglaciaire ancien ne sont actuellement situés qu'à des cotes de 8 à 20 m : fig. 97) et beaucoup de constructions terminales ont pu rester immergées. Mais d'autres cirques exposés au sud (par exemple sur Vestvågøy, dans les Himmeltindene : cirque du Mørkdalvatn, ou sur la façade SE : cirque de Justad), ne semblent pas avoir connu d'englacement important. Le développement de glaciers arrivant jusqu'au niveau de la mer, sur le strandflat, affecte surtout les cirques les plus vastes, situés dans des massifs élevés (600 à 750 m ou plus) ou sous le vent de plateaux favorisant les phénomènes de suralimentaion neigeuse. On note une prédominance absolue des appareils tournés vers les secteurs E, N et NW (fig. 101).

La poussée glaciaire du Dryas très ancien a localement comporté des oscillations matérialisées par un ou même 2 vallums situés en arrière des plus externe (Sennesvik, dans le SW de Vestvågøy, avec un petit glacier noir fossile à l'intérieur du vallum principal: pl. 2, Smedvik, sur le versant E du massif de Kvalnes : pl.9). Elle correspond à des conditions très rigoureuses dont l'équivalent ne s'est pas reproduit par la suite : en effet, sur Hamarøy, libérée plus tard par l'inlandsis (sans doute peu avant le Dryas ancien, vers 12 300 BP),nous n'avons pu trouver aucune trace de glaciation locale tardiglaciaire à basse altitude dans les vastes cirques du Sørdal et du Vatndal, entaillées sur le flanc nord de pics atteignant 734 m (Nordlandsfjell) à 953 m (Sørtind). Il est vrai que cette île est en position plus interne que les Lofoten-Vesterålen, et que, compte tenu des gradients régionaux, les limites de glaciation y ont été plus élevées.

Les traces d'englacement plus récent sont éparses. Il s'agit de vallums situés très à l'intérieur et en altitude dans quelques rares cirques auparavant englacés. Ailleurs, les glaciers ont pu

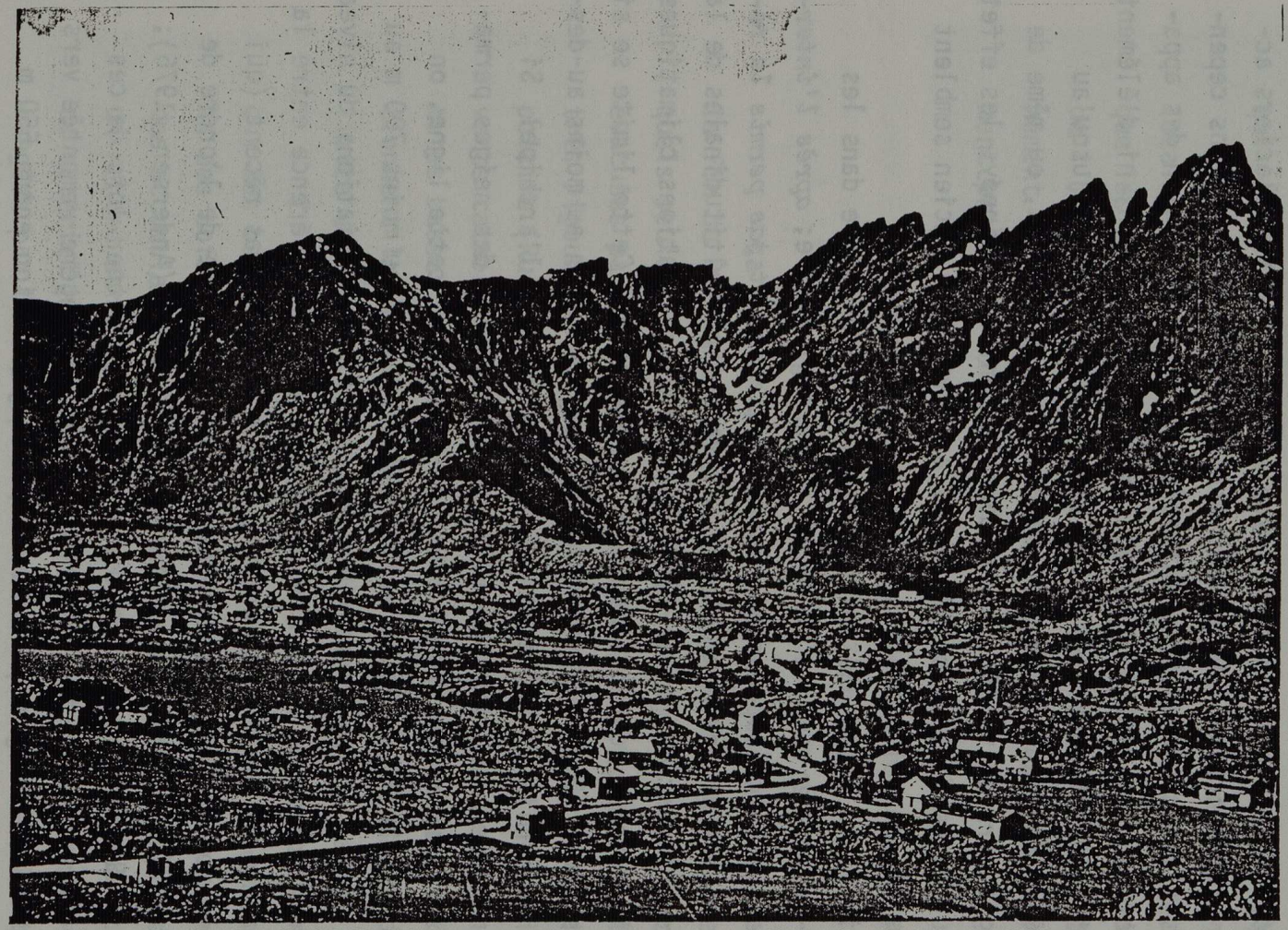


Photo 85. Le Skottind, le cirque du Lågvatn et Ballstad (Vestvågøy).

Vus vers l'WSW depuis la colline de Skotnes. Cirques en fauteuil pourvu d'une moraine frontale haute de 30 à 50 m (et 10 m à gauche), entaillés dans le flanc est d'un massif mangéritique. Modelés de couloirs et de piliers soulignant de grands joints en fort pendage sud. Contact brutal avec la plate-forme rugueuse du strandflat.

disparaître complètement ou se réduire à des appareils de petite taille logés dans les parois les plus mal exposées. Bergström (1973, fig. 50) considère d'ailleurs que les Lofoten externes et moyennes n'ont pas connu de glaciation locale après le Dryas très ancien, sauf Austvågøy qui porte d'ailleurs actuellement de petits glaciers accrochés à des pics de 1100 à 1200 m d'altitude. Nous n'avons cependant pas d'indications sur l'extension et le localisation des appareils formés dans cette île après le Dryas très ancien, ni d'éléments de datation d'épisodes glaciaires ayant pu se dérouler jusqu'au Pré-Boréal. Mais qu'il s'agisse de glaciers de cirques, ou même de courts glaciers de vallée, comme dans le centre de Hinnøy, les effets des récurrences froides postérieures au Dryas très ancien semblent être limités dans l'archipel.

Ainsi, le principal épisode de glaciation locale dans les Lofoten-Vesterålen remonte au début du Tardiglaciaire; *après l'interstade de Bølling, les conditions climatiques n'ont pas permis le retour de glaciers aussi puissants*. Les variations altitudinales de la limite de glaciation, elles-mêmes liées aux oscillations climatiques du Tardiglaciaire rendent compte de ce phénomène. Cette limite se situe vers 450 $\pm$ 50 m au Dryas très ancien, soit 600m au moins au-dessous de la limite actuelle dans la même partie de l'archipel. Si l'on considère avec Andersen (1968) que la limite des neiges permanentes se situe entre 150 et 250 m au-dessous de cette ligne, on obtient un chiffre de 300 m environ, inférieur d'au moins 700 m au chiffre actuel (on ne tient guère compte ici des variations du niveau marin, de l'ordre de 10 à 40 m au plus). Or, la différence entre la limite actuelle et celles du Dryas ancien et du Dryas récent (qui sont très voisines, selon Andersen, 1968) n'est que de l'ordre de 500 m dans les régions plus internes du Nordland (Andersen, 1976); la limite des neiges permanentes a donc pu se situer lors de ces deux récurrences froides vers 500 m (avec une légère remontée vers les régions intérieures) et la limite de glaciation entre 650 m et 750 m. Se sont alors trouvés exclus la plupart des massifs de Vestvågøy, et tous ceux de Langøy et de Hadseløy ; seules les montagnes les plus élevées de Moskenesøy, de Flakstadøy et d'Austvågøy ont pu porter des glaciers, d'autant plus restreints que ces massifs sont étroits et que leurs parois raides n'ont pu abriter que des

que des glaciers suspendus dont la plupart n'ont pu atteindre des fonds de vallée situés trop bas. Les courbes publiées par Vorren et Elvsborg (1979; fig.102) confirment le contraste entre la rigueur des climats du Dryas très ancien et celle, moins marquée, des climats qui ont suivi l'interstade de Bølling.

Les épisodes de glaciation locale reflètent autant les conditions locales d'alimentation neigeuse, d'accumulation et de faible ablation que les caractères généraux des phases froides postérieures au départ de l'inlandsis. Ils ne sont qu'un aspect de l'évolution de l'environnement ; ses autres manifestations morphogéniques doivent être également prises en compte.

c. caractères et limites des environnements périglaciaires après le départ de l'inlandsis.

La répartition des marques de glaciation locale montre que la fin du Pléniglaciaire et le début du Tardiglaciaire, au cours desquels seules les parties externes et moyennes de l'archipel sont évacuées par l'inlandsis, constituent une époque de climat encore très rigoureux. Malgré une remontée importante en latitude du front polaire (Ruddiman, 1977 b), la proximité de l'inlandsis et de ses vents catabatiques contribue probablement à maintenir des températures basses, et donc à abaisser les différentes limites qui conditionnent les modalités des actions "froides" (limite de glaciation, limite des neiges permanentes, isotherme 0°C).

En dehors des débouchés de cirques et des moraines terminales qui les barrent, le pied de nombreux versants abrupts de la façade NW des Lofoten et de Langøy (Nykvåg, massif de Myre) est bordé par des accumulations fossiles plus ou moins larges, présentant souvent un rebord abrupt sur le strandflat rocheux (fig. 93). Constituées de matériel hétérométrique anguleux d'origine locale, elles sont rangées par Liestøl (1962) sous le terme général de "talus terraces". Une partie de ces accumulations, dessinant d'épais arcs convexes à faible distance en avant de grands tabliers ou cônes d'éboulis, appartient à la catégorie des "moraines de névés" ou "protalus ramparts" (les "skredmorene" de Møller et Sollid, 1973): ph. 86 et pl.9 Elles se situent surtout à la base de versants tournés à l'ouest ou

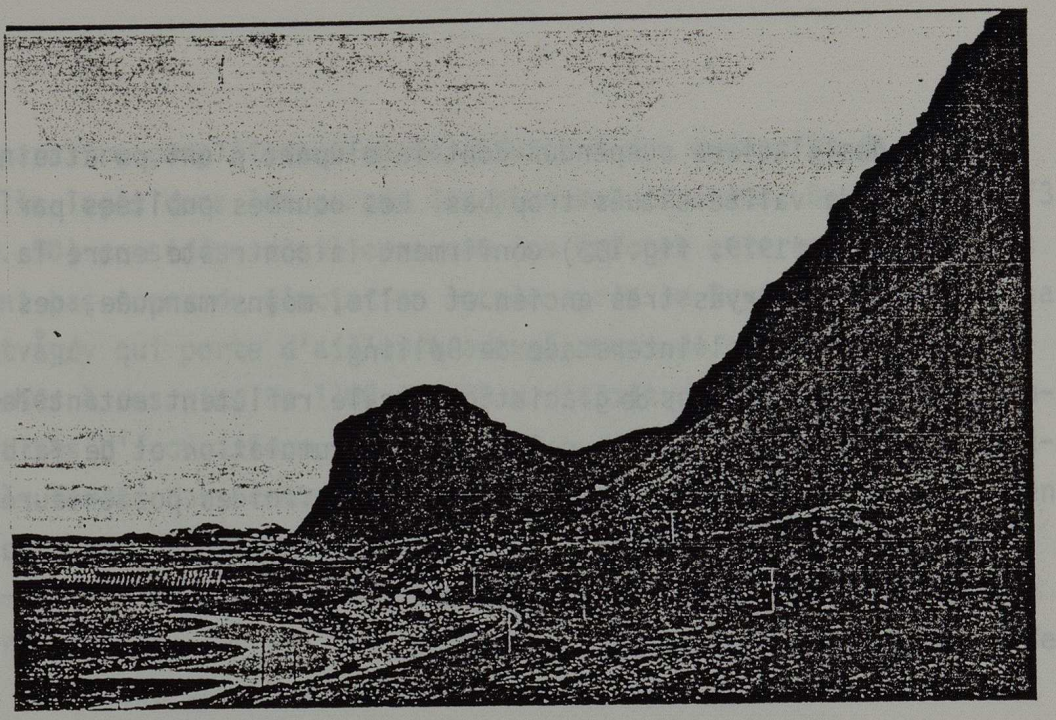


Photo 86. Le rempart de névé du Trollan et le Tussen (Langøy ouest).

Vus vers le NE depuis la moraine frontale de Nykvåg. En avant : des plages de galets, auxquelles succède vers le nord une courte falaise. Au fond : Eidet.

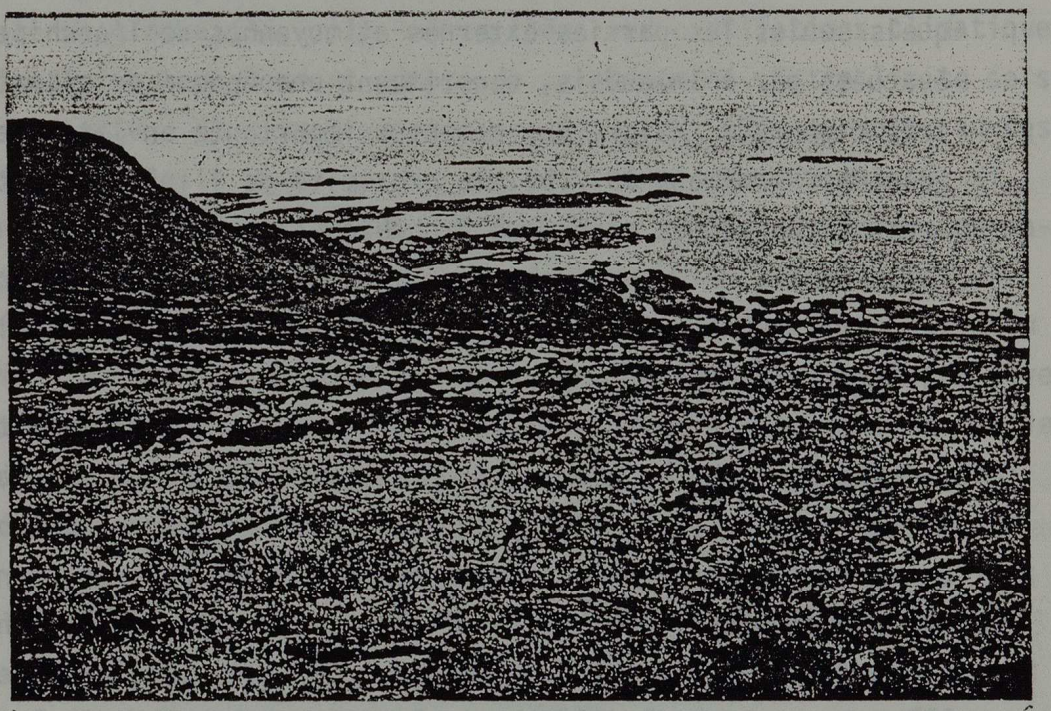


Photo 87. Sol polygonal fossile sur l'Apnesfjell (Stamsund, Vestvågøy), à 300 m d'altitude.

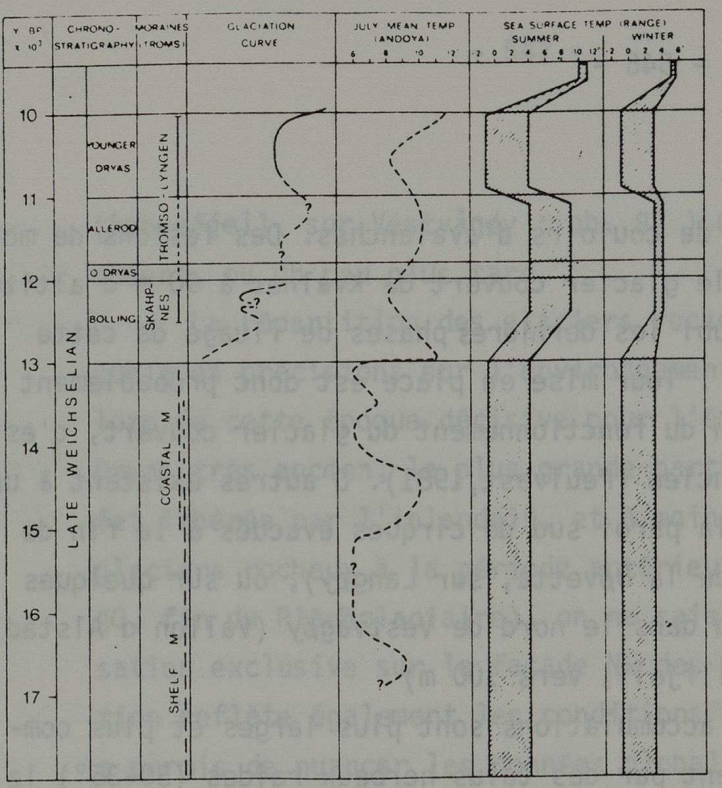


Figure 102: Courbes paléoclimatiques du Troms et des Vesterålen au Tardiglaciaire, d'après Vorren et Elvsborg (1979)

Courbe de glaciation (diagramme temps-distance), courbe des paléo-températures moyennes en Juillet (Andøy; Vorren, 1978) et courbe des paléotempératures de surface des eaux de la plate-forme continentale du Troms septentrional.

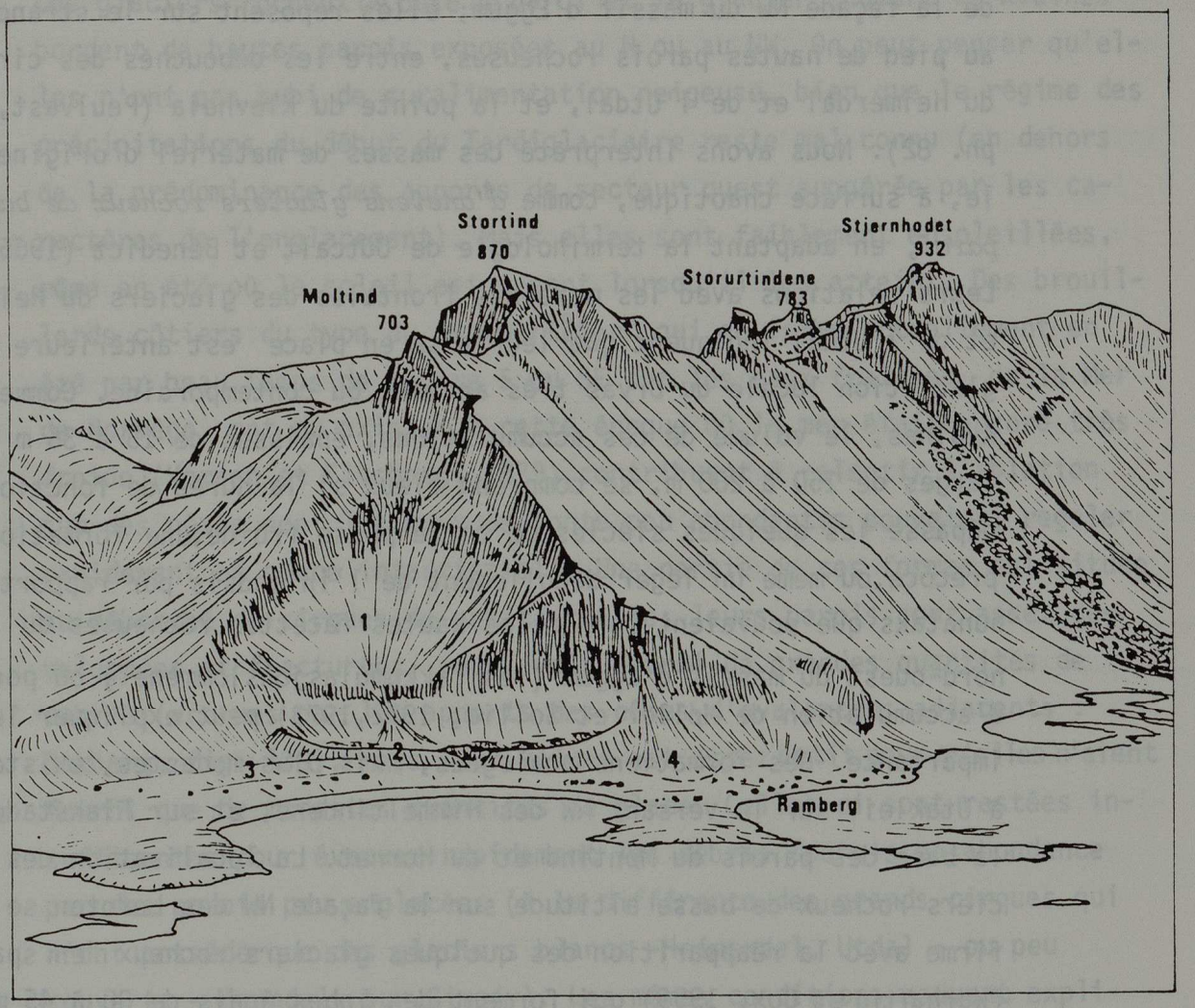


Figure 103 : Ramberg et la façade NW de Flakstadøy (Iles Lofoten); dessin d'après photographie aérienne (Peulvast, 1981).
1: cirque de Moltind; 2: lobe de Ramberg, avec rempart externe, modelé chaotique de surface; 3: bourrelet (moraine, et ligne de rivage de + 18m); 4: cône d'avalanches; 5: éboulement des Storurtindene.

ou au nord et labourés de couloirs d'avalanches. Des festons de moraine de névé surmontent le glacier couvert de Kvalnes à 90 m d'altitude et ont partiellement subi les dernières phases de fluage de cette masse à cœur de glace : leur mise en place est donc probablement contemporaine de la fin du fonctionnement du glacier couvert, c'est à dire du Dryas très ancien (Peulvast,1981). D'autres existent à une altitude voisine, sur la paroi sud de cirques évacués à la fin de cette période (cirque de la Bøvetta, sur Langøy), ou sur quelques versants exposés au sud dans le nord de Vestvågøy (vallon d'Alstad, sur le versant E du Hellfjell, vers 100 m)

Certaines de ces accumulations sont plus larges et plus complexes, et elles dominent par des talus herbeux raides (30-35°) le strandflat et ses lignes de rivage. Les plus importantes sont celles de la façade NW du massif d'Eggum; elles reposent sur le strandflat au pied de hautes parois rocheuses, entre les débouchés des cirques du Heimerdal et de l'Utdal, et la pointe du Klevheia (Peulvast, 1981; ph. 82). Nous avons interprété ces masses de matériel d'origine locale, à surface chaotique, comme *d'anciens glaciers rocheux de base de paroi*, en adaptant la terminologie de Outcalt et Benedict (1965). Leurs relations avec les moraines frontales des glaciers du Heimerdal et de l'Utdal indiquent que leur mise en place est antérieure à la glaciation locale du Dryas très ancien, ou contemporaine. Comme à Kvalnes, le volume de ces accumulations, épaisses de 15 à 35 m et larges de 150 à 200 m, se comprend mieux si la durée de fonctionnement dépasse les quelques siècles de cette phase froide;une formation très précoce,ou même un léger décollement de l'inlandsis par rapport aux nunataks que pouvaient formér les hautes facettes rocheuses du nord-ouest du massif d'Eggum (les "akkumulasjonslommene") ou poches d'accumulation de Møller et Sollid, 1972,1973) peut expliquer leur importance. Des formations analogues, mais plus modestes, existent à Utakleiv sur le versant NW des Himmeltindene, et sur Flakstadøy, à la base des parois du Møntind et du Hornet. La localisation des glaciers rocheux de basse altitude sur la façade NW des Lofoten se confirme avec la réapparition des quelques glaciers rocheux "en spatule" (Warhaftig et Cox, 1959) qui forment des lobes épais de 30 à 45 m en s'étalant sur 100 à 150 m de large sur le strandflat, au débouché de petits cirques suspendus à plus ou moins forte altitude. Le plus typique des ces glaciers rocheux est celui du Ramberg, sur Flakstadøy

(Apnesfjell, sur Vestvågøy : ph. 87) ont pu également se former à ce moment, ou un peu plus tard.

La répartition des glaciers rocheux dans l'archipel apporte quelques précisions sur l'environnement qui a régné dans l'archipel lors de cette époque décisive pour l'évolution des versants. Lors du Dryas très ancien, la plus grande partie des îles étudiées est en effet libérée par l'inlandsis, et à moins d'attribuer la formation des glaciers rocheux à la période antérieure (stades des moraines d'Andøy A3, fin du Pléniglaciaire), on ne saisit pas la raison d'une localisation exclusive sur la façade NW des Lofoten ; en fait, leur répartition reflète également les conditions topoclimatiques, ce qui nous a permis de nuancer les données globales exposées jusqu'ici (Peulvast, 1981).

Les glaciers rocheux de base de paroi et le glacier couvert de Kvalnes bordent de hautes parois exposées au N ou au NW. On peut penser qu'elles n'ont pas subi de suralimentation neigeuse, bien que le régime des précipitations du début du Tardiglaciaire reste mal connu (en dehors de la prédominance des apports de secteur ouest suggérée par les caractères de l'englacement). Mais elles sont faiblement ensoleillées, même en été où le soleil est rasant lorsqu'il les atteint. Des brouillards côtiers du type du "sommertåken" qui se forme actuellement en été par beau temps de régime S ou SE sur les eaux fraîches de la Mer de Norvège, ont pu exister à cette époque où la mer était encore très froide (Vorren et Elvsborg, 1979),contribuant à ralentir l'ablation sur des névés dont les eaux de fonte peu abondantes pouvaient regeler rapidement en glace intertistielle.Une partie de ces formes est située au débouché de cirques de petite taille; leurs parois sont assez développées et fracturées pour avoir fourni de grandes quantités de débris (accrues par les apports des cônes d'avalanches adjacents : Ramberg, fig. 103), mais leur volume est assez petit pour qu'elles n'aient fourni que de modestes quantités de glace. Celles-ci sont restées insuffisantes pour évacuer rapidement les débris fournis en abondance par des parois peu englacées (à la différence des grands cirques qui n'ont possédé que des glaciers blancs -Heimerdal, Utdal - ou peu couverts - Jenndal, sur Gimsøy). Les mêmes conditions peuvent expliquer une bonne efficacité de la gélifraction dans les parois et une importante fourniture de débris. Seule la façade NW de l'archipel

réunit ces caractéristiques.

L'intérieur des îles présente des versants d'orientation moins favorable à la conservation de la neige mêlée aux éboulis. Il recèle des cirques et des vallées plus grands, susceptibles d'avoir été mieux alimentés en neige et plus lourdement englacés à la même époque (cirques de la façade SE de Vestvågøy , suralimentés en neige soufflée par les vents de secteur ouest depuis les plateaux centraux). Leurs parois, en grande partie masquées par la neige et par la glace, n'ont fourni que peu de débris, ce qui explique la minceur des moraines terminales (pl . 2) et l'absence ou la minceur de la moraine d'ablation. Lorsqu'existent des versants rocheux orientés au N ou au NW, ils sont trop doux (centre de Vestvågøy), échancrés par de trop grands cirques (E de Vestvågøy) ou bien ils bordent des vallées qui restaient parcourues par d'importantes langues de glace (Olderfjorddal, sur Austvågøy). Ou encore les quantités de débris restent relativement faibles (à Lyngvær , au débouché de l'Olderfjord), car les parois des cirques suspendus ont été fortement englacées. Les massifs et les parois souvent moins élevés et plus morcelés de Langøy ont surtout vu se développer, à la même époque, de simples "moraines de névé", les glaciers rocheux étant restés absents. Leur absence sur Hadseløy est explicable par les mêmes raisons que sur Vestvågøy.

Puissante glaciation de montagne, intensité de phénomènes périglaciaires multiples : telles sont les caractéristiques de l'environnement des Lofoten-Vesterålen au début du Tardiglaciaire. L'amélioration climatique qui a suivi (interstade de Bølling) a dû rester assez progressive et modérée. Si l'on note quelques remplissages fluvioglaciaires de kettles sur le glacier couvert de Kvalnes, attestant des phénomènes de fusion localement actifs (Peulvast, 1981), on observe que la plupart des vallums morainiques (sauf ceux qui se terminent en mer) sont pratiquement intacts, à peine ébréchés par d'étroites ravines. Le retrait s'est donc fait assez lentement, sans production importante d'eau de fusion. Les étés de la fin du Dryas très ancien sont restés très frais.

Nous avons moins de détails sur les conditions qui ont régné au Dryas ancien et jusqu'à le fin du Tardiglaciaire. L'englacement associé à des réccurences froides est resté plus limité, avec une limite des neiges permanentes située vers 500 m; une remontée équivalente (200 m) de la limite inférieure de l'étage périglaciaire a

dû se produire, avec des moyennes annuelles de l'ordre de 0°C ou un peu plus au niveau de la mer (Peulvast, 1981). Selon Andersen (1968), les conditions du Dryas ancien et du Dryas récent ont été pratiquement les mêmes, avec des températures estivales inférieures de 3 à 3,5°C aux actuelles. Il est peu de manifestations périglaciaires que nous puissions leur associer ; mais l'existence, dans le cirque occidental de Kvalnes (Vestvågøy, pl. 9) d'un petit glacier rocheux dont le front se situe vers 220m d'altitude peut être attribué à l'une ou l'autre de ces deux phases froides. En fait, les effets de ces deux phases, séparées par une brève oscillation "chaude" (oscillation d'Allerød), sont surtout connus dans l'intérieur du Nordland (R.Dahl, 1968; Andersen, 1976). Nos observations, qui font ressortir le début très rigoureux du Tardiglaciaire et la moindre rigueur des époques suivantes, confirment par d'autres méthodes les résultats obtenus par la paléontologie et la palynologie (K.D.Vorren, 1978; Moe, 1979; Vorren et Elvsborg, 1979; fig. 161).

L'oscillation d'Allerød (11 800 - 11 000 BP) ne semble pas s'être manifestée par une amélioration climatique importante dans l'archipel; les plantes de toundra qui ont constitué la couverture végétale depuis les débuts de la déglaciation, restent en effet les seules dont les pollens soient conservées dans les dépôts lacustres, puis dans les tourbes de Vestvågøy, jusque vers 9 000 BP (Moe, 1979). Les recherches de cet auteur confirment d'ailleurs les données déjà exposées par Andersen (1968, 1976) et Bergström (1973), qui tendent à montrer qu'àprès le Dryas récent, le début de l'Holocène (Pré-Boréal) a encore été marqué par un climat rigoureux : la limite des neiges permanentes reconstituée dans les régions plus internes, indique en effet des moyennes estivales inférieures d'1,2 à 1,4 °C aux actuelles. Mais cette limite, située à 200 m seulement au-dessous de la présente n'a pu assurer un englacement assez important qu'aux plus hautes montagnes de l'est d'Austvågøy, avec une extension à peine supérieure à l'actuelle. L'installation du bouleau à basse altitude vers 9 000 BP atteste l'instauration de conditions proches des actuelles dès le Boréal.

c. conclusion : des dynamiques incomplètement représentatives des phases de glaciation de montagne.

Entre 18 000 et 9 000 BP, les Lofoten-Vesterålen ont connu

une succession complexe de dynamiques "froides", au fur et à mesure du retrait de l'inlandsis. En dehors de la période finale du Pléniglaciaire, au cours de laquelle seule la façade NW est libérée, la plus intense des phases froides est celle du Dryas très ancien, qui dure moins de 900 ans; ultérieurement, la glaciation de montagne et les phénomènes périglaciaires deviennent moins importants à basse altitude, et ceci même au cours des récurrences froides du Dryas ancien et du Dryas récent. L'ancienneté de la phase principale, au cours de laquelle une grande partie des zones de basse altitude était ennoyée ou occupée par des lobes de glace étalés à faible distance des sommets, explique le caractère assez limité des marques périglaciaires (absence de coins de glace,etc...), en dehors des grands versants et de leur base. Mais nous tiendrons compte de l'existence de ces conditions et de celles, un peu moins rigoureuses, qui ont régné jusqu'au Pré-Boréal pour l'interprétation des modelés des plateaux ou des sommets qui n'ont plus connu d'englacement après le départ de l'inlandsis.

L'absence de marques de glaciation locale dans certains cirques, tournés au sud, ou situés dans des régions plus internes (Hamarøy) montre cependant que l'évolution au Tardiglaciaire et au Préboréal n'est pas complètement représentative des phases de glaciation locale qui se sont produites à de multiples reprises au cours du Quaternaire, et surtout au début des glaciations et des stades glaciaires. Le retrait de l'inlandsis s'est produit alors que les conditions climatiques froides n'étaient déjà plus assez rigoureuses, ou durables, pour que puissent se former de puissants glaciers de cirques ou de vallées, alors que de tels appareils ont pu couvrir l'ensemble des massifs et s'établir largement dans les bassins et les fjords avant le débordement de l'inlandsis. Cette observation se vérifie d'ailleurs mieux encore dans les régions intérieures plus tardivement évacuées, au cours même de l'Holocène, et directement soumises à des climats encore plus proches de l'actuel : c'est le cas des régions du Sogn-Jotun.

3. Le Sogn-Jotun : des régions tardivement évacuées par l'inlandsis

A leur situation plus interne et à la vigueur de leurs centres de glaciations, les régions du Sogn-Jotun doivent une libération nettement plus tardive que celle des Lofoten-Vesteralen. Au Dryas très

ancien, vers 12 800 BP, le front se situe encore nettement en avant des côtes occidentales de la Norvège (Andersen, 1979), et il faut attendre 12 000 BP pour que la région d'Ålesund soit évacuée (Sollid et Sørbel, 1979). A la fin du Tardiglaciaire, après un processus mal connu d'amincissement de l'inlandsis, la brève réavancée du Dryas récent (10 700 - 10 000 BP) place encore le front glaciaire sur les îles et les presqu'îles de la région de Bergen, sur l'embouchure du Sognefjord et dans les parties internes du Nordfjord, ce qui laisse toutes les régions étudiées sous la glace (Mangerud *et al*, 1979, fig. 96). Vers le nord, le massif du Dovrefjell et les plus hauts pics du Trollheim , dont les sommets émergent de l'inlandsis, sont entourés par les courants de glace qui se dirigent vers le NNW depuis le Jotunheim (Sollid et Sørbel, 1979) : ses montagnes constituent toujours un puissant centre de divergence de la glace dans le prolongement WSW de la ligne de faîte principale de l'inlandsis comme lors du maximum glaciaire (fig. 96). Cependant, ce dôme dépourvu de nunataks jusque sur les hauts plateaux s'étendant à l'ouest du Jostedalsbre s'amincit et se morcelle au NW, émettant des langues de vallée dans les multiples auges internes de ce fjord, et laissant isolé le glacier de plateau du massif dévonien du Hornelen.

Ce n'est qu'à la fin du Dryas récent, à partir de 10 000 BP, que les régions du Sogn-Jotun commencent à se libérer d'une chape de glace qui ne cesse dès lors de s'amincir , sauf lors de brèves pauses. Les modalités de la déglaciation sont variées, en raison de la configuration géographique complexe de vaste ensemble et de son extension sur deux façades dissymétriques. Deux types principaux d'évolution doivent être distingués. A l'ouest, l'évacuation des régions du Sognefjord et du Jostedalsbre, restées parcourues tout au long de la glaciation par des glaces formées sur les massifs proches, reflète assez directement la remontée régionale des limites qui conditionnent l'englacement (limite des neiges permanentes et ligne d'équilibre glaciaire, limite de glaciation). A l'est du Jotunheim, la persistance temporaire de l'inlandsis climatiquement mort modifie les écoulements de glace issus des montagnes et prolonge l'englacement de plateaux d'assez basse altitude dans des conditions de complet déséquilibre avec le climat, tout en renforçant des phénomènes de fusion aux importantes conséquences morphogéniques.

a. déglaciation et évolution de l'environnement dans les fjords et les plateaux du Sogn.

L'étude des formes de glaciation locale des massifs côtiers de Norvège occidentale (Trollheimen, Møre et Romsdal : Mangerud *et al*, 1979; Sollid et Sørbel, 1979) montre qu'au Dryas récent, la limite des neiges permanentes et la ligne d'équilibre glaciaire se sont établies, comme dans l'ensemble de la Norvège occidentale, entre 400 et 500 m au-dessous de leur altitude actuelle, compte tenu de la baisse du niveau marin dans la région depuis 10 000 ans (100 $\pm$ 25m selon la position plus ou moins interne par rapport à la zone de relèvement isostatique). Cette limite encore basse pour une région de hauts plateaux et de montagnes a permis un englacement complet du Sogn jusqu'à la côte, alors que la période précédente (Allerød, 11 800 - 11 000 BP) a probablement été celle d'une déglaciation partielle du Sognefjord et des parties internes du Hardangerfjord (région de Voss : Sindre, 1974). L'amincissement de l'inlandsis entraîne cependant un contrôle croissant des écoulements de glace par le relief, attesté au nord du Jotunheim par les recherches de Sollid et Sørbel (1979) : nous en voyons une illustration dans l'établissement d'un écoulement parallèle à la vallée dans le haut du versant occidental du Sogndalsdal (ph. 79).

La situation évolue rapidement dès la fin du Dryas récent, au cours du Pré-Boréal, au moment où le rétablissement de la Dérive nord-atlantique favorise l'adoucissement du climat sur l'Europe du NW (Ruddiman, 1977 b; Lamb,1977). Dès que les centres régionaux de glaciation qui, même lors du paroxysme glaciaire, avaient été la source principale des glaces du Sogn, ne fournissent plus assez de glace pour déborder sur les plateaux depuis les vallées et les fjords, le retrait du front glaciaire en arrière de la côte s'accompagne de la disparition de l'inlandsis proprement dit dans l'ouest norvégien. Le relief est en effet tel que les écoulements de glace se concentrent dans les vallées en libérant les plateaux et les massifs situés au-dessous de la nouvelle limite de glaciation (Mangerud, 1980). *L'englacement se replie donc vers les principaux massifs* (Jostedalsbre, Jotunheim) ainsi que vers des calottes éparses qui se réduisent progressivement.

L'étude des fjords et des grandes vallées, où sont conservés de multiples dépôts frontaux souvent associés à des lignes de rivage

soulevées, permet de reconstituer cette évolution très rapide (un peu plus de 1000 ans). L'épisode le plus spectaculaire a lieu à *fin du Dryas récent*. Lors du paroxysme de cette récurrence froide (10 500-10 200 BP), le front de l'inlandsis traverse le Sognesjø, dans le prolongement des moraines de Herdla (Bergen). Des moraines latérales conservées autour de l'Aurlandsfjord indiquent que 200 ou 300 ans plus tard, le front d'un des glaciers qui s'écoulent encore dans les branches internes du Sognefjord stagne à l'embouchure de l'Aurlandsfjord (vers 10 000 BP), et ce sans doute à l'issue d'une petite réavancée succédant à un stade de retrait encore plus marqué (Bergstrøm, 1975). L'embouchure du Sogndalsfjord a été évacuée avant 9740 $\pm$ 120 BP (Aa, 1982). En 200 à 300 ans, le glacier du Sognefjord a donc reculé de plus de 150 km, sans doute sous l'effet d'un vêlage d'autant plus actif que la profondeur du tronc principal du Sognefjord était à ce moment encore plus importante qu'actuellement (100 m de plus que les 1000 à 1308 m mesurés à 30 km à l'est de l'embouchure : fig. 80). La reconnaissance par T.O.Vorren (1973) de chenaux juxtaglaciaires et de moraines latérales entre 900 et 1200 m autour de la tête du Lustrafjord indique également une phase de stagnation du même âge au cours d'un processus libérant le Lustrafjord et une partie du fjell environnant (pied des pics de Skagastøl, abords de Fortunsdal). Cette période de déglaciation, appelée *interstade de Luster*, correspond partiellement à l' *"événement de l'Aurlandsfjord"* de Bergstrøm (bref stade de stagnation) et à la période de retrait qui le suit immédiatement en libérant les grands fjords du Sogn intérieur. A la fin de cet épisode correspondent quelques terrasses littorales de matériaux meubles , de type deltaïque, matérialisant une limite marine située à 130 m (Lustrafjord) et 135 - 138 m (Aurlandsfjord). La tête des fjords et le débouché des vallées affluentes sont encore occupés par les grands glaciers de vallée issus de vastes calottes qui se maintiennent sur le Jostedalsbre, sur le Breheim, sur le Jotunheim et sur le fjell qui s'étend au sud de la partie moyenne du Sognefjord (Stølsheim : Bergstrøm, 1975; Sindre, 1974) : fig. 103.

Après le très rapide démantèlement des langues de glace flottantes qui occupaient les fjords, le retrait se fait plus lent dans les vallées, d'autant plus que plusieurs courtes phases de détériorisation climatique ralentissent ou interrompent la fusion, devenue le seul mode d'ablation . La glaciation devient alors exclusivement *une glaci-*

ation de montagne, dont l'extension reflète fidèlement l'étagement climatique et la remontée progressive des limites conditionnant le phénomène glaciaire.

Malgré les difficultés de corrélation entre les formes de marge glaciaire des différentes vallées , T.O. Vorren (1973), Bergstrøm (1973) et Aa (1982) ont pu établir l'existence, après l'interstade de Luster et l'événement de l'Aurlandsfjord, *d'un épisode de stagnation ou même de réavancée glaciaire entre 9800 et 9500 BP (stade de Gaupne* ou *de Vangen- Loven* ou *événement d'Årøy-Solvorn)*. La reconnaissance du caractère synchrone de ces épisodes (à l 'exception de l'événement d'Årøy-Solvorn, peut-être plus précoce : Aa, 1982) s'appuie sur le rattachement à une même ligne de rivage d'une série de constructions frontales situées à la tête de plusieurs fjords, et sur les analogies entre les profils longitudinaux des différentes langues glaciaires, reconstitués grâce aux moraines latérales. Le front bombé des grands glaciers de vallée issus du Jostedalsbre du Jotunheim se fixe alors sur le dernier rétrécissement des principales auges débouchant sur les fjords. C'est ce que montre la disposition des moraines frontales, prolongées sur leur côté externe par des dépôts deltaïques maintenant soulevés à des altitudes de 99 m (Gaupne, où a été identifié ce stade), 105 m (débouchés du Mørkrisdal et du Fortunsdal à Skjolden),110 et 114 m (Aurland : Vangen, puis Loven, 4 km en arrière), 120 m (Årøy, à la tête du Barsnesfjord) et 123 m (Solvorn).

Au cours du stade de Gaupne, seules les plus grandes vallées sont englacées jusqu'à leur embouchure. Le Sogndalsdal jusqu'à Haug et Skjeldestad (pl. 6), la vallée de Veitastrond jusqu'en aval des verrous de Solvorn puis de l'Årøyelv, le Jostedal jusqu'à Gaupne, sont parcourus par de puissantes langues venues du Jostedalsbre (fig. 96). Mais certaines des vallées affluentes ne sont plus englacées, comme l'Yndesdal où se forme un lac de barrage glaciaire contre le glacier de Veitastrond (Aa, 1982). La présence de moraines latérales entre 900 et 800 m d'altitude dans le Leirdal, entre 600 et 385 m dans le Jostedal en aval du confluent du Leirdal, atteste la forte pente et l'épaisseur de ces langues, bien que la diffluence du glacier du Jostedal vers le Dalsdal par le col ouest du Viggdal (740 m) soit désormais interrompue. Ce sont des profils analogues qui ont été reconstitués pour les langues du Mørkrisdal et du Fortunsdal, issues

du Breheim encore totalement englacé. Les moraines latérales peuvent être suivies vers l'amont jusqu'à 1200 m d'altitude. Les plateaux intermédiaires d'altitude inférieure à 1400m sont alors partiellement libérés, ou couverts de glace morte en cours de fusion, sauf à l'emplacement des zones périphériques du Spørteggbre, pour lequel des moraines de poussée retrouvées dans le Viggdal et en amont de l'Åsetvatn indiquent alors une brève phase d'expansion. Il en est de même pour les plateaux bordant à l'est le Lustrafjord; les glaciers des Hurrungane (Riingsbre, Styggedalsbre) ne descendent plus dans le Helgedal, et ce depuis l'interstade de Luster. Ils ne débordent même plus sur le fjell qui sert de socle au massif vers l'W et le SW , entre 1500 et 1200 m d'altitude. La partie aval du Fortunsdal est coupée de cette source d'alimentation; la glace provient exclusivement de la culmination qui relie encore, vers 1900 m d'altitude, le Fannaråki et le massif de Smørstabb au Hestbrepiggan et au reste du Breheim. Le Sognefjell et le sillon du Storvatn ne doivent leur englacement qu'à la persistance de cette culmination.

Plus au sud, les glaces du Jotunheim alimentent les imposantes langues qui descendent l'Utladal et le Tyedal-Moadal jusqu'à Årdal . Dans le Lærdal, le front correspondant est matérialisé par la limite interne d'un grand delta situé à 113 m d'altitude à Ljøsne, au confluent du Lærdal et du Røsdal. Dans le bassin de l'Aurlandsfjord, les glaces du sud du Jotunheim descendent jusqu'à Aurland selon une pente forte reconstituée le long de l'Aurlandsdal et de ses affluents (Kleådal, Stonndal, Låvidal) par des moraines qui ont été suivies de 1400 m d'altitude (Klovafjell, Hovdungafjell) à 600 m (Totland) et 300 m (Mjå); la pente est de 110 m par km. Le front s'est alors calé au débouché de l'Aurlandsfjord à Vangen, puis peu après sur le verrou de Loven-Tero, avec la fin des confluences glaciaires du Kleådal et du Låvidal (*événements de Vangen et de Loven* , corrélés avec le stade de Gaupne).La plus grande partie du fjell autour de Lærdal et d'Aurland est alors libre de glace, ce qui explique l'absence de langue glaciaire dans le Nærøyfjord et les vallées affluentes de l'Årdalsfjord, du Lærdalsfjord, du Sognefjord interne et de l'Aurlanddalsfjord.Cependant, au sud, le Flåmsdal est encore partiellement occupé par la glace qui, venue de la culmination du Jotunheim S et du Hardangerjøkel remplit encore la partie E du bassin de Voss

(Raundal) en débordant vers quelques auges au nord, et surtout au sud (système du Hardangerfjord).

Le dispositif glaciaire associé à ce bref stade froid montre que le Jostedalsbre, le Breheim et le Jotunheim encore complètement englacés ont pleinement joué le rôle de centres de glaciation, au cours de cet épisode également appelé par T.O.Vorren (1973) *"phase du Storhaug"* , après l'amélioration qui marque la charnière entre Dryas récent et Pré-Boréal. La ligne d'équilibre des glaciers a été reconstituée dans les régions du Sogn intérieur d'après l'altitude supérieure des plus hautes moraines latérales. Elle s'est établie entre 260 et 330 m au-dessous de l'actuelle. Le décalage de la limite de glaciation est du même ordre. Cette limite s'incline actuellement de 1600 - 1700 m sur le Breheim à 1400 m dans l'ouest du Jostedalsbre et 1200 m sur les massifs côtiers (cf. supra, p.457); ce sont donc les montagnes et les plateaux d'altitude actuelle égale ou supérieure à 1300 - 1400 m à l'est (Sogn intérieur), 1100 m dans le Sogn central (région de Vik-Balestrand, rebord W du Jostedalsbre) et 900 - 1000 m sur la côte qui ont pu porter des glaciers lors du stade de Gaupne. Ainsi s'explique la présence de petits glaciers de plateau autour du Sogndalsdal (Aa, 1982) et d'un autre, beaucoup plus important, sur le fjell au sud du Sognefjord. Cet "ice-cap" est allongé EW du Fresvikbre (Sindre, 1974) au Vikafjell au Stølsheim, sur des plateaux dont l'altitude dépasse 1100 m jusqu'au NW du Modal et 850 m autour de la tête du Masfjord ; des traces en sont connues sous la forme de stries glaciaires divergentes entre les bassins du Sognefjord et du Hardangerfjord (fig. 96), et de moraines latérales ou de deltas frontaux édifiés par des langues émissaires actives dans les petites vallées affluentes du Sognefjord (Instevik : Bergstrøm, 1975).

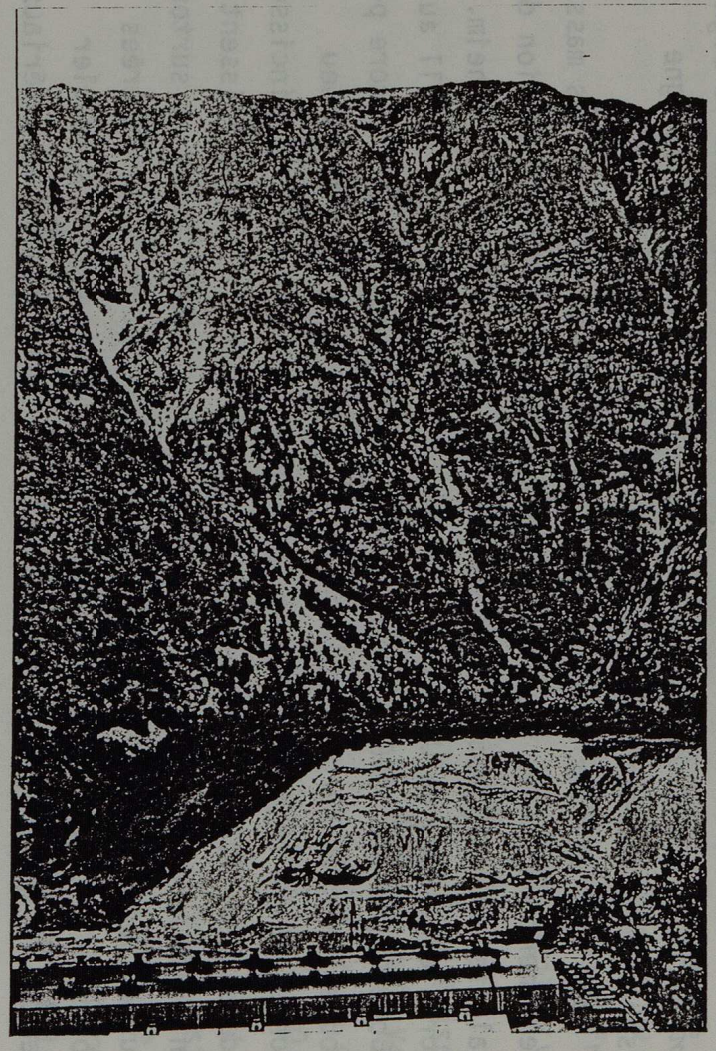
Le stade de Gaupne-Loven est suivi par un bref épisode de retrait, baptisé *"interstade de Gaupne-Høgemo"* par T.O. Vorren (1973) et dont le début, qui est aussi celui de la formation du dépôt lacustre de Loven, en amont d'Aurland, remonte à 9790 $\pm$ 160 BP (Bergstrøm 1975).

Au bout de 150 à 250 ans le front des glaciers se stabilise ou avance à nouveau légèrement, à faible distance en arrière de la position acquise lors du stade de Gaupne (*stade de Høgemo:* Vorren, 1973). A Gaupne, sur la rive NW du Lustrafjord, le delta frontal de Høgemo

(90 m) n'est situé qu'à un km en arrière du précédent (pl.6). Celui de Meljadn, dans le Mørkrisdal (95-102 m) est à 5 km en amont de celui de Skjolden, et celui du Fortunsdal témoigne d'un retrait de 10 km environ dans une partie de la vallée qui constitue encore un fjord, jusqu'à Bjørk, 6 km en amont de Fortun. Le dépôt frontal situé au débouché du Veitastrond sur le lac de Hafslo pourrait être du même âge (*événement de Hafslo :* Aa, 1982). Le dépôt frontal de Moen, situé sur la face aval d'un verrou à 110 m d'altitude, en amont d'Øvre Årdal et 10 km en arrière d'Årdal (ph. 88) peut avoir été édifié lors de cette phase par le glacier du Moadal venu de la cuvette du lac Tyin et de l'inlandsis (l'Utladal, pour sa part, semble ne plus avoir eu d'englacement autonome avant même cette phase : Holmsen, 1982). Ici, l'importance du retrait s'explique par la configuration de l'ombilic d'Årdal qui forme encore un fjord profond à ce moment. Plus au sud, le front de l'Aurlandsdalsbre s'est fixé 3 km en arrière de Loven, à Steine (Bergstrøm, 1975 ; *événement de Steine)*. Sur le plateau, le morcellement des calottes régionales, dont l'individualisation du Spørteggbre est un exemple (T.O.Vorren, 1973), remonte probablement à l'interstade de Gaupne-Høgemo.

Le *stade de Høgemo-Steine* témoigne d'une courte détérioration climatique qui stabilise la ligne d'équilibre glaciaire et la limite de glaciation à un niveau à peine supérieur à celui du stade de Gaupne. *C'est le dernier événement glaciaire important dans le Sogn-Jotun*, mais ce n'est qu'un stade de stagnation, comme en témoigne l'absence de constructions morainiques marginales.

Dès 9100 BP, les glaciers se retirent rapidement vers les massifs actuellement englacés. Ce processus s'accompagne de la disparition de la calotte qui joignait le Jostedalsbre au Jotunheim par le Breheim. Au nord,les glaces du Jotunheim qui avaient atteint le Dovrefjell au Pré-Boréal (Sollid, 1964), et celles du Breheim qui avaient encore pu s'écouler vers le nord indépendamment du tracé des vallées EW peu profondes de la région de Grotli (Sollid et Sørbel, 1979) s'amincissent rapidement en libérant le fjell puis les vallées ; elles ne laissent qu'un mince manteau de moraine de fond (Strøm, 1956). Au NW et surtout autour du Sognefjord, les grandes quantités d'eau de fonte libérées au cours de cette phase finale de la déglaciation ont pu s'écouler librement vers les fjords en entraînant d'énormes masses de matériaux



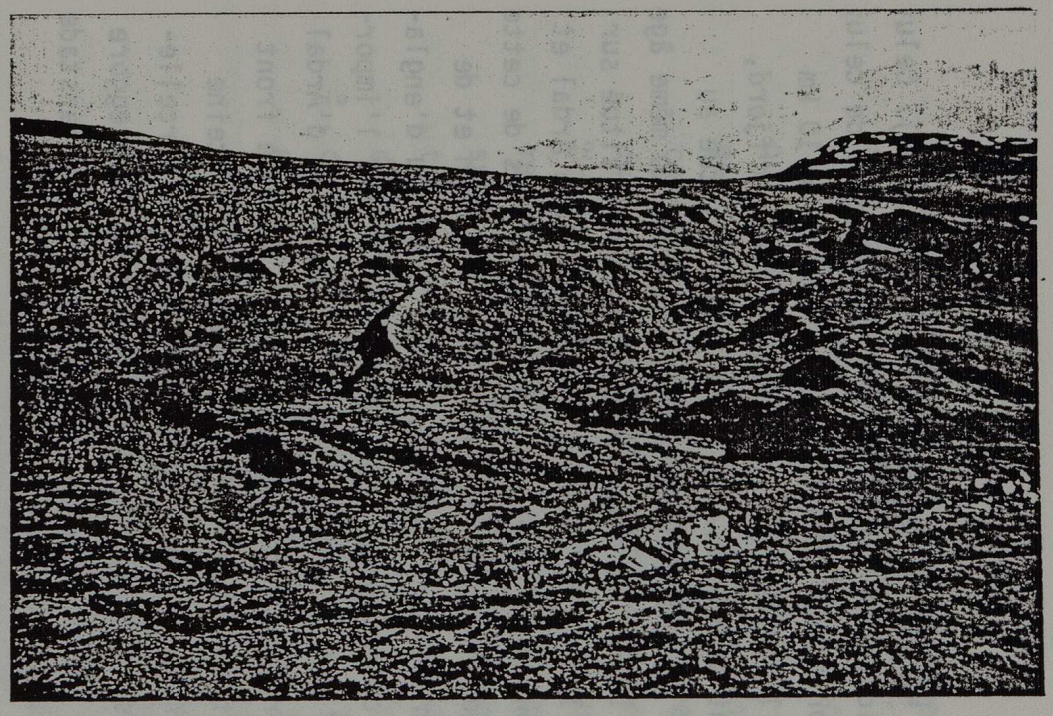


Photo 89. Modelés de déglaciation à la tête du Heimeradal, sous le rebord du Valdresfly. Eskers formés sous la glace morte par les eaux de fonte venues du Valdres, et terrasses de kame jalonnant le retrait.

Photo 88 (ci-contre). Le delta soulevé de Moen (Utladal, tête de l'Årdalsvatn). Le sommet est à + 110 m (stade de Høgemo). Au-dessus : "rasskars" dans les anorthosites du versant ouest de l'Utladal (couloirs d'avalanches et cheminées semi-cylindriques).

fluvioglaciaires (d'où les importants deltas édifiés en contrebas des précédents). Localement, elles ont momentanément été retenues dans quelques vallées suspendues au-dessus de grandes auges mieux alimentées et encore occupés par d'épaisses langues glaciaires (lac de barrage glaciaire du Leirdal, formé lors du retrait du Tunsbergdalsbre, et retenu par la langue du Jostedal à 470 m d'altitude : T.O. Vorren, 1973). Dans la partie aval du Bøverdal, la petite terrasse de sable et de silt stratifiés conservée sur le flanc SE de la vallée en face de la ferme de Krøkje, à 495 m d'altitude (130 m au-dessus du fond de l'Ottadal, à Lom) peut représenter un reste d'une terrasse d'obturation édifiée après le retrait des glaces du Jotunheim contre une langue ou une masse de glace morte déjà mince ayant occupé temporairement l'Ottadal et la partie aval du Bøverdal (pl. 7 et fig. 104). Mais en dehors de deux bourrelets latéraux récemment identifiés au débouché du Visdal sur le Bøverdal (Schroeder-Lanz,1983) et corrélés avec une des deux réavancées du Pré-Boréal, aucune moraine ne jalonne les épisodes de ce retrait, qui semble avoir été continu et rapide. Les seules traces connues en montagne en sont de rares terrasses fluvioglaciaires et esker (environs de Nørstedalseter, du Sognefjell ...), ainsi que des paquets épars de moraine d'ablation sur une moraine de fond elle-même très inégalement répartie (cf. infra, chapitre IV). La majeure partie des dépôts fluvioglaciaires (terrasses, deltas emboîtés des têtes et rives de fjords, comme ceux du Sogndal;pl. 6) et les marques d'érosion fluviatile sous-glaciaire (gorges, marmites, formes "onduleuses" ou "P-forms") sont concentrées dans les plus grandes vallées (cf. chapitre V).

Les indices archéologiques montrent que les montagnes de la région d'Aurland sont totalement évacuées ,et fréquentables par des chasseurs vers 8500 BP (Bergstrøm, 1975). Celles de la région de Lærdal le sont au milieu du Boréal (Aa, 1982). Dans la mesure où aucune moraine intermédiaire entre celles du Pré-Boréal et celles du Subatlantique n'est connue, on peut penser que l'ensemble des massifs montagneux s'est trouvé libre à la même époque, probablement jusqu'en deçà des limites des glaciers actuels.

Deux dépôts lacustres fossilifères conservés sur la rive E du Lustrafjord (Kroken : T.O. Vorren, 1973; pl. 6) et dans l'Aurlandsdal

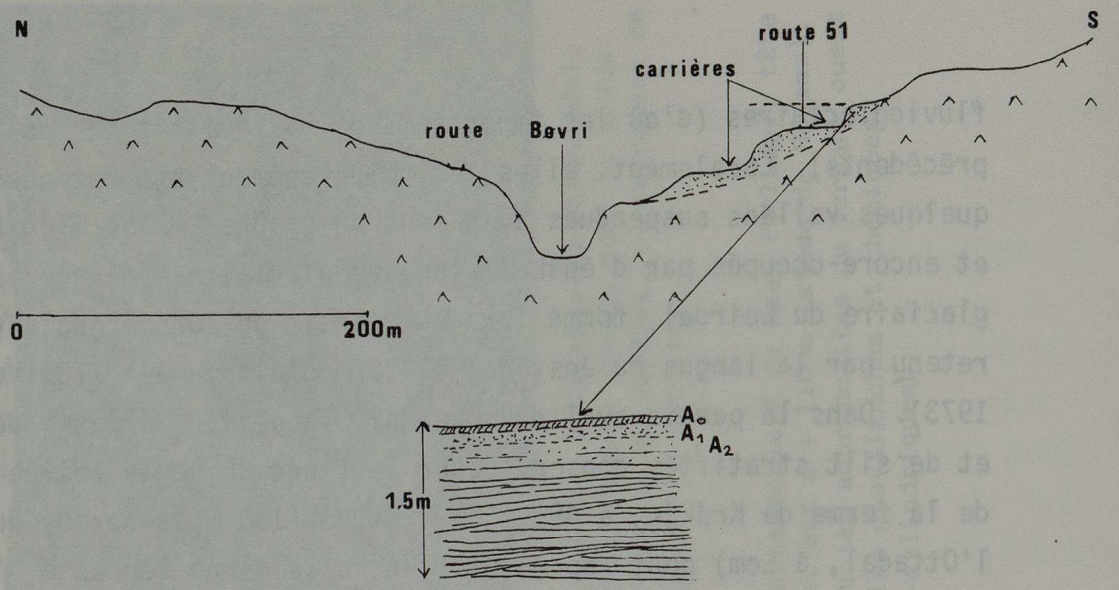


Figure 104 : Les replats et le dépôt de la partie aval du Bøverdal : coupes schématiques du fond de la vallée au niveau de la ferme de Krøkje.

Sous un podzolique, alternance de lits ou de lentilles de sable et de silt gris de 1 mm à quelques cm d'épaisseur, l'ensemble montrant une stratification entrecroisée. Dépôt en eau calme, probablement en arrière d'un bouchon de glace situé dans l'Ottadal et à l'extrémité aval du Bøverdal.

(Loven : Bergstrøm, 1975) offrent de la rapide amélioration climatique de la fin du Pré-Boréal une image qui complète les déductions effectuées à partir des caractéristiques de l'englacement. A l'interstade de Luster, plus frais que la période actuelle, a succédé lors du stade de Gaupne un climat nettement froid. Selon les estimations de Vorren, le température d'été (saison d'ablation) est alors d' 1,6 à 2,1°C inférieure à celle d'aujourd'hui, si l'on suppose un gradient vertical de 0,65°C par 100 m et une répartition des précipitations analogue à l'actuelle. Après l'installation d'une flore pionnière de graminées (interstade de Luster), les environs de l'ombilic de Kroken, alors proche du niveau de la mer, sont colonisés par Salix et Juniperus, ainsi que par Betula alba, ce qui atteste des conditions de type sub-alpin à basse altitude dans l'intérieur du Sogn. Selon la définition retenue plus haut(cf. p.448), l'étage périglaciaire commence probablement entre 400 et 500 m au-dessus du bassin de Kroken, dont l'altitude actuelle est de 124 m. L'ensemble des plateaux récemment désenglacés du Sogn intérieur (au-dessous de 1400 m), ainsi que le haut des versants au-dessus des fjords et des langues glaciaires de vallées, connaissent alors une active évolution en régime périglaciaire. L'établissement de la limite des neiges permanentes vers 1300 m d'altitude à l'est du Jostedalsbre (par rapport au 0 actuel) autorise probablement la formation de névés sur les plateaux, de quelques glaciers de cirque dans les entailles des contreforts SE du Jostedalsbre - bien que nous n'y ayons pas retrouvé de moraines (par exemple, le cirque du Blåfjell pl. 6) - et de glaciers de niche (Groom, 1959) dans les entonnoirs sommitaux des couloirs qui strient les contreforts des plus hauts massifs au-dessus du Lustrafjord, de l'Årdalsfjord et du Sognefjord (Bleia: pl. 6). Des taches de neige se maintiennent d'ailleurs actuellement dans des entailles exposées au nord ou à l'est, jusqu'au mois d'août , entre 1000 et 1500 m d'altitude.

Après le démantèlement de l'inlandsis à la fin du Dryas récent, *les conditions froides*, qui permettent des actions périglaciaires jusqu'à des altitudes assez basses, *ne durent au total guère plus d'un millénaire*. Déjà atténuées lors du stade de Høgemo, elles sont suivies à la fin de cette période (9100 BP) par une phase où le climat devient nettement plus tempéré jusqu'à des altitudes élevées. Les pollens du bassin de Kroken indiquent une densification rapide de la forêt de bouleaux, avec un déclin concomittant de Salix et Juniperus; Pinus

silvestris se développe à partir de 8500 ± 170 BP (ce qui indique un réchauffement avec des températures d'été supérieures aux actuelles et aussi une sécheresse plus marquée. L'immigration du pin est plus tardive dans l'Aurlandsdal profondément enfoncé dans les hauts plateaux eux-mêmes caractérisés plus longtemps par des conditions rigoureuses (Aa et Mangerud, 1981). Cette espèce culmine vers 7180 ± 100 BP,en même temps que s'accroissent Corylus et Alnus. Le Boréal annonce déjà l'optimum climatique holocène.

b. le Jotunheim et le versant oriental du bourrelet: une libération tardive.

Le Jotunheim et les plateaux qu'il domine à l'E et au SE doivent à leur situation par rapport à la zone faîtière de l'inlandsis un processus de déglaciation apparemment paradoxal, puisqu'une partie des massifs montagneux est libérée avant que ne le soient les plateaux de plus basse altitude du Valdres et de la région de Vinstra. Ce n'est qu'avec la disparition des derniers vestiges de l'inlandsis que s'établit un étagement "normal", à un moment où le climat est déjà plus clément que l'actuel.

Les modalités et les épisodes de la déglaciation sont surtout connus sur les bordures du massif montagneux, dans le haut Gudbrandsdal et ses affluents (travaux de Bergersen, de Garnes et de Hole) et dans les plateaux qui s'étendent plus au sud (Strøm,1956 ; Jørgensen, 1964; Carlson *et al*, 1979). Le rebord est du Jotunheim en présente aussi quelques traces.

Au début du Pré-Boréal, les courants de glace issus du Jotunheim ennoient encore partiellement le Dovrefjell jusqu'à 1600 m d'altitude (Sollid, 1964; Carlson *et al*, 1979) en traversant de profondes auges comme celle de l'Ottadal. Cette indépendance vis à vis du relief, que l'on note également dans le haut Gudbrandsdal à l'emplacement de la culmination WE de l'inlandsis implique le maintien de fortes épaisseurs de glace (encore 1500 à 1800 m en moyenne : cf. supra, p.) au voisinage immédiat du Jotunheim et du faîte de l'inlandsis (plateaux entre Vinsterdal et Gudbrandsdal); simple ou déjà dédoublé, le dôme de glace pouvait encore atteindre 2600 à 2800 m d'altitude, soit à peine moins que lors du maximum glaciaire. Mais cette situation ne dure guère ; la remontée rapide de la ligne

d'équilibre glaciaire, surtout sensible vers la fin du Pré-Boréal favorise une ablation énorme sur le pourtour de ces dômes. Le dôme oriental s'amincit sous le double effet de la fusion et d'un actif écoulement de glace de plus en plus concentré le long des vallées (Garnes , 1979) et facilité par les fortes quantités d'eau sous-glaciaire. Cet amincissement amène rapidement la zone de faîte à s'abaisser au-dessous de la ligne d'équilibre (elle se situe actuellement vers 2200 m dans la région du Vinsterdal, si l'on prolonge le profil obtenu de la côte ouest au Jotunheim : cf. supra, p.457). Le bilan accumulation/ablation devient donc négatif sur toute son étendue ; *l'inlandsis est dès lors climatiquement mort* et voué à la disparition, aucun relief sous-jacent n'étant susceptible de voir se former de la glace. Cette situation est probablement réalisée dès la fin du Pré-Boréal, époque pour laquelle l'étude des régions du Sogn a montré que les températures d'été étaient supérieures aux actuelles. Mais au cours de cette remontée et surtout dans ses débuts, les sommets du Jotunheim des gneiss à pyroxènes ont continué à dépasser l'altitude de la ligne d'équilibre, et celle de la ligne de glaciation : alors même que la glace des plateaux orientaux était désormais climatiquement morte et en voie de fusion , le massif a pu continuer à alimenter d'importants écoulements.

Les formations morainiques et fluvioglaciaires de l'est du Jotunheim permettent de reconstituer ce scénario déjà proposé par Strøm (1956) sur la base de l'étude des stries glaciaires et de la répartition des dépôts morainiques. Contrairement à l'idée de Garnes (1979) selon laquelle l'ensemble des glaces de la région sont climatiquement mortes dès qu'apparaissent les premiers nunataks, l'identification de vigoureuses moraines latérales dans les flancs des vallées du Jotunheim oriental montre, selon Carlson *et al* (1979) qu'après un considérable déclin de l'inlandsis, postérieur au début du Pré-Boréal, le Jotunheim a été le centre d'une assez vigoureuse poussée glaciaire.

Les traces de cette poussée sont des moraines latérales conservées à forte altitude sur les flancs des tributaires occidentaux du Sjodal (à 1700 m au nord du débouché du lac Bygdin ,sur le Kalvåhøgda, à 1500 m au N de l'auge suspendue de diffluence du Bessvatn: fig.96). Elles ont été édifiées par des langues glaciaires provenant du Jotunheim central, et canalisées par les grandes auges vers le Sjodal

(Veodal, Russdal, Gjende) ou vers le Valdres (Bygdin). Présentant une nette inclinaison vers le SE, ces langues ont été assez épaisses pour diffluer par des cols élevés (Bessvatn, 1380 m) à travers le rebord oriental du Jotunheim sur le Sjodal. L'identification de moraines latérales dans les versants des vallées qui traversent le massif Refjell-Heimdalshø, à l'est du Sjodal montre que non seulement la glace du Jotunheim s'est écoulée vers le NE le long du Sjodal, mais qu'elle a remonté les affluents orientaux de cette vallée et franchi les cols de transfluence vers le auges orientales (Griningsdal, Sikilsdal). Dans ces deux vallées les moraines latérales s'abaissent vers l'est de 1300 à 1200 m. Il en est de même plus au sud, dans le Heimdal, sur le flanc nord duquel une moraine latérale complexe est conservée à 1300 m d'altitude ; ici, le glacier s'est trouvé alimenté par une diffluence du glacier de Gjende et par les glaciers du massif compris entre Bygdin et Gjende. Cette glace, recouvrant l'ensemble du Valdresfly, a d'ailleurs aussi rejoint vers le SE le glacier de Bygdin et son prolongement vers la vallée évasée du Vinsterdal. Mais plus à l'aval, la glace du Vinsterdal n'a pas rejoint le Heimdal, malgré son débordement vers le nord dans le Døradal : le large col apparaît obstrué par une moraine terminale arquée, à 1200 m d'altitude.

En dehors de ce cas, lié à une diffluence avortée, aucune moraine terminale n'est visible dans le prolongement des ces écoulements de glace, à leur arrivée sur les plateaux de la Sjoa et Valdres. Cette situation s'explique, selon Carlson *et al* (1979), par la confluence de ces courants assez larges et épais de 200 à 300 m avec l'inlandsis mort et aminci qui persiste sur les plateaux de Norvège orientale, à l'est du Murudal et des lambeaux de reliefs monoclinaux qui jalonnent le front de la nappe du Jotun au NE du lac Vinstra (Austhø, Okskampen : ph. 41; bassin de l'Øyangen). Plus au sud, il n'existe aucune indication que les glaces issues du plateau entre Bygdin et Vang (massif du Mugnetind, 1700 m) et qui descendaient par l'ombilic du Fleinsendin et le verrou du Hænsknappen vers l'auge de Beito et d'Øystre Slidre, aient débordé sur le plateau du Valdres. En effet, les directions d'écoulement glaciaire recensées sur les plateaux au sud du lac Vinstra et dans leurs amples gouttières, surtout grâce à des champs de drumlins et de moraines de Rogen, indiquent une direction SE qui est celle de la glace débordant depuis ce lac et la région de Bygdin. Les plateaux du Jotunheim SE, qui ne dépas-

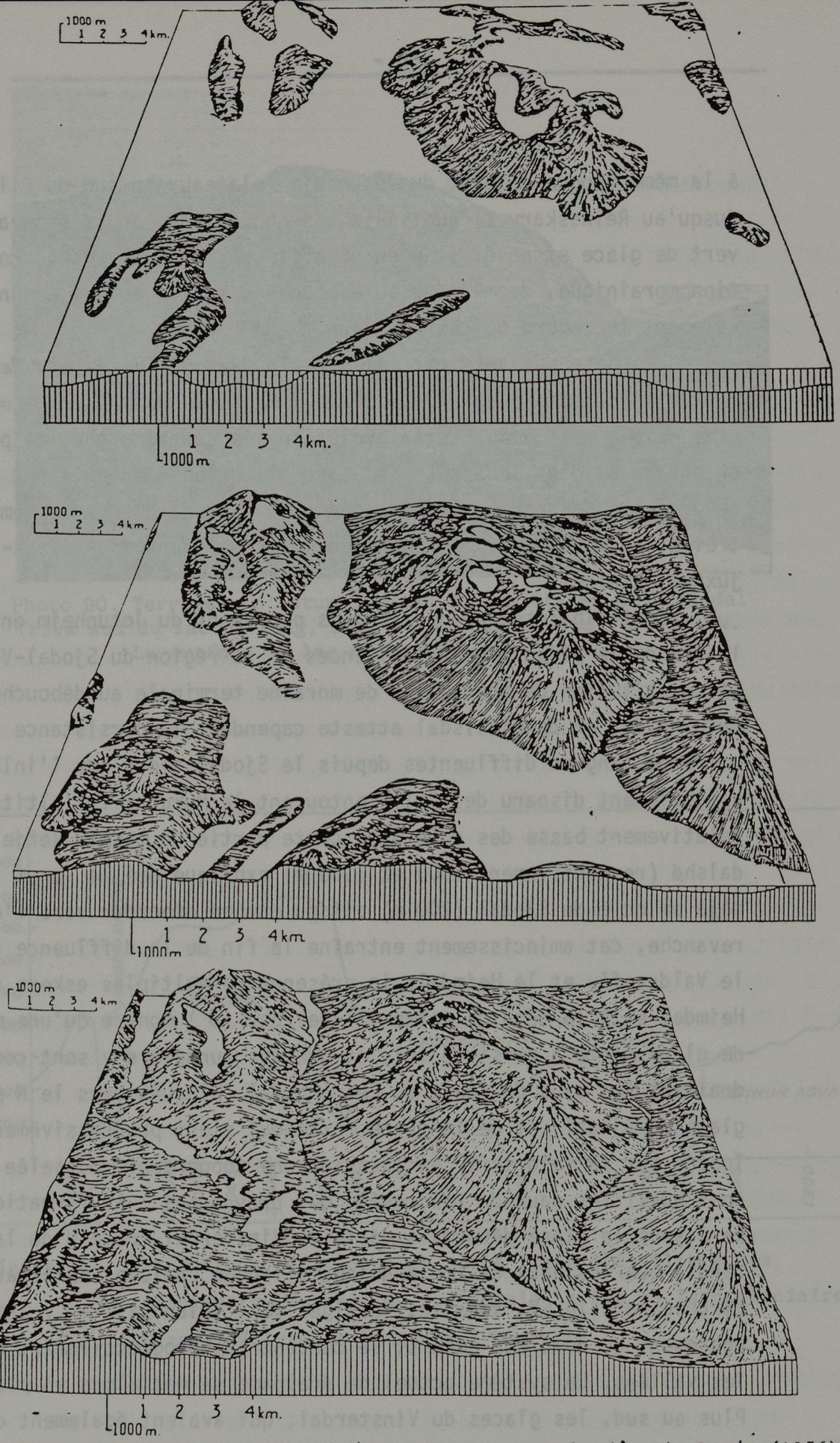


Figure 105 : La déglaciation du Sjodal (Jotunheim oriental, d'après Strøm (1956)
Vue vers l'ouest.

I : des glaciers actifs descendent du Jotunheim, ennoient le massif du Refjell-Heimdalshø.

II : l'inlandsis est climatiquement mort, la langue du Veodal (à droite) se retire; des langues de galce diffluent encore depuis le Sjodal, rejoignant l'inlandsis en avant du bloc-diagramme.

III : toute la région est libre de glace, sauf un vestige de glace morte sous les graviers du Sjodal.

à la même époque , le SE du Jotunheim (plateaux au sud du Fillefjell, jusqu'au Reineskarvet) subissait ces conditions, ou se trouvait couvert de glace et névé; il n'en subsiste en tout cas aucune construction morainique, de même qu'au débouché des cirques qui échancrent localement le rebord de ces plateaux.

La phase suivante est celle de la *disparition finale des vestiges de l'inlandsis*, et d'un *retrait des glaces du Jotunheim vers les plus hautes montagnes*. Cette évolution s'accompagne sur les plateaux orientaux et dans le Sjodal de la constitution d'un puissant système de drainage des eaux de fonte, dont l'organisation est fortement contrôlée, au début, par les phénomènes d'écoulement pro-, sous- et juxtaglaciaires.

L'affaiblissement des langues provenant du Jotunheim entraîne la fin de la plupart des diffluences de la région du Sjodal-Valdresfly. La constitution de bourrelets de moraine terminale au débouché du Griningsdal et du Sikilsdal atteste cependant la persistance temporaire de langues diffluentes depuis le Sjodal alors que l'inlandsis a totalement disparu des "fly" entourant le Murudal : l'altitude relativement basse des cols dans cette partie du massif Refjell-Heimdalshø (respectivement 1000 et 1100 m) explique que la large langue déjà amincie du Sjodal (200 m) ait pu encore déborder vers l'est. En revanche, cet amincissement entraîne la fin de la diffluence vers le Valdresfly et le Heimdal; la présence de multiples eskers dans le Heimdal et à la tête de cette vallée (ph. 89) montre qu'une masse de glace morte a persisté ici, et que des tunnels s'y sont constitués drainant les eaux de fonte du Leirungsdal (bloqués vers le N par la glace du Sjodal) et de la glace morte qui s'est progressivement disloquée sur le Valdresfly en laissant une topographie bosselée. Ce sont aussi les eaux du Valdresfly qui provoquent la formation d'eskers sous la glace désormais morte du Vinsterdal (rive N du lac Vinstra), tandis que les eaux de fonte de cette langue épaisse, après avoir circulé vers le SE, sous les vestiges de l'inlandsis, en y laissant également de nombreux eskers, se concentrent progressivement dans les vallées. Le système actuel de drainage se met alors en place. Plus au sud, les glaces du Vinsterdal, qui avaient également débordé vers la vallée d'Øystre Slidre dans la région de Beito, alimentent encore avant de s'amincir un écoulement qui utilise le ravin NS du

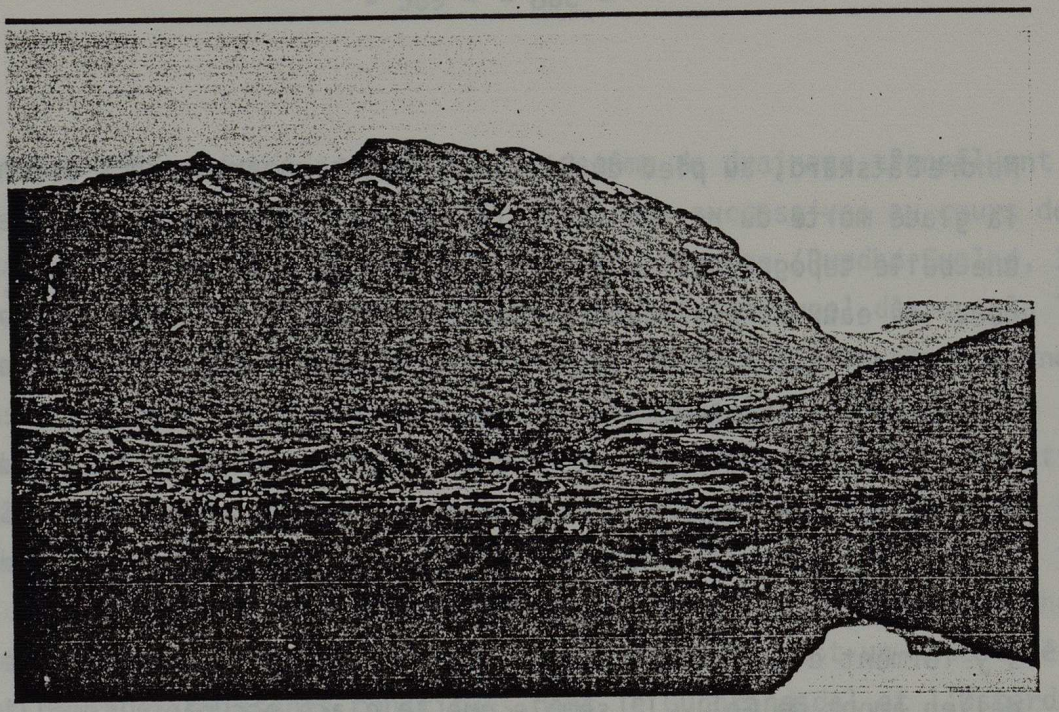


Photo 90. Terrasses d'obturation et deltas étagés du Skakadal (rive sud du lac de Vang, sous le Grindane). Vus vers le SW. La surface du lac est à 466 m d'altitude.

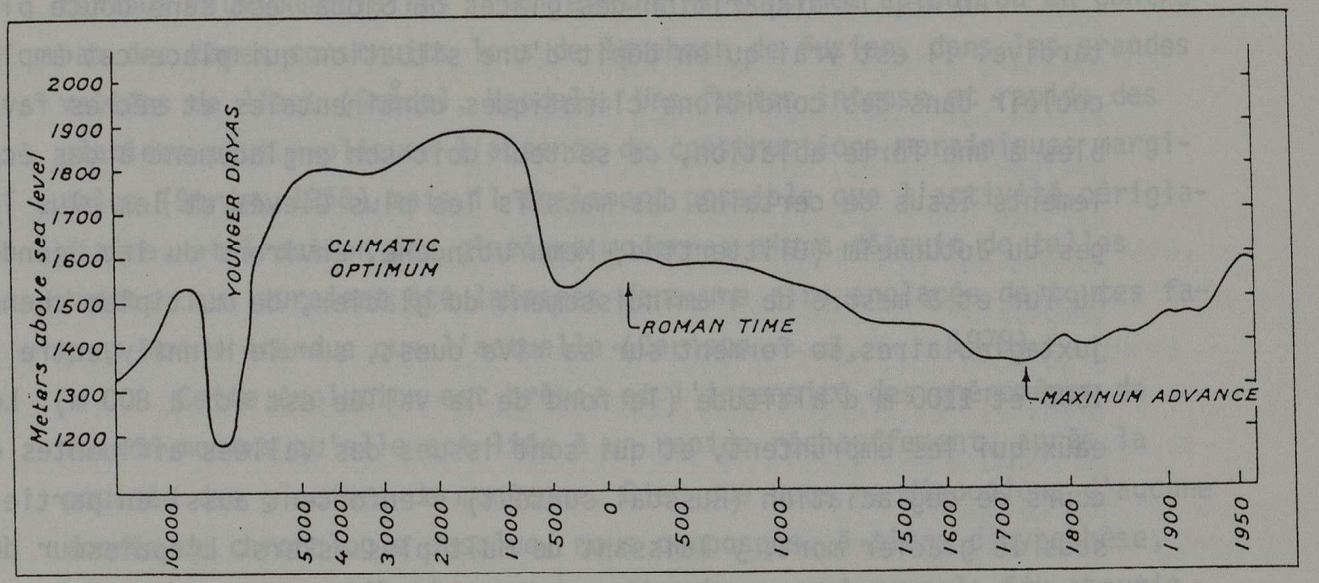


Figure 106 : Variations altitudinales de la ligne d'équilibre des glaciers en Norvège du sud depuis la fin du Tardiglaciaire. D'après Østrem et Ziegler, 1969.

Nordre Båtskard, au pied du Bitihorn (pl. 8) avant de s'enfoncer sous la glace morte du replat de Beito, où subsistent quelques eskers et une belle topographie de kames. De même, au pied du verrou du Hænsknappen, les eaux du Fleinsendin s'enfoncent sous la glace morte persistant au fond de la vallée en amont du lac Øyangen, comme en témoignent de gros eskers maintenant exploités en carrières.

Plus au sud, le processus de dislocation et la fusion des glaciers morts qui occupent les vallées issues du Jotunheim SE (Smådal, Hydal, Hemsedal) est attesté par les topographies chaotiques de kames conservées sur le plancher de ces vallées, tandis que plus en aval s'y forment d'épaisses accumulations de dépôts fluvioglaciaires (Hemsedal en amont de Gol). Il semble que la glace occupant l'ombilic de Vang soit plus longue à disparaître, comme en témoigne la construction de terrasses d'obturation étagées au débouché du Skakadal, par les eaux de fusion de la glace qui entourait la klippe du Grindane (ph. 90). Ce phénomène illustre la dislocation finale de l'inlandsis en masses de glace morte isolées dans les principales vallées de Norvège SE.

AU NE, la disparition des glaces du Sjodal est sans doute plus tardive. Il est vrai qu'en dépit d'une situation qui place cet ample couloir dans des conditions climatiques continentales et sèches favorables à une forte ablation, ce secteur doit son englacement à des écoulements issus de certains des massifs les plus élevés et les plus larges du Jotunheim (Glittertind, Memurutindene, environs du lac Gjende). Au fur et à mesure de l'amincissement du glacier, de multiples chenaux juxtaglaciaires se forment sur sa rive ouest, sur le Hinnfly, entre 1500 et 1100 m d'altitude (le fond de la vallée est ici à 800 m). Les eaux qui les empruntent, et qui sont issues des vallées affluentes en cours de déglaciation (Russdal surtout) s'enfoncent aussi en partie sous le glacier mort, y laissant de multiples eskers. L'épaisseur de la glace du Sjodal est suffisante plus au nord pour que les eaux de fonte s'écoulent pendant un temps vers le Smådal, le lac Tesse et la courte vallée de la Rinda par des chenaux creusés dans d'épaisses accumulations morainiques ; à leur débouché s'étalent des quantités considérables de dépôts fluvioglaciaires (cônes et deltas de la rive S du lac Tesse à Larsbu; Jørgensen, 1964; Carlson *et al*, 1979). Barrant le Veodal désenglacé, cette masse de glace est également responsable de la formation des épaisses terrasses fluvioglaciaires du Veogjelet

(Strøm, 1956; Jørgensen, 1964). Ce système de drainage transfluent ("ice directed drainage") établi par étapes successives au cours de l'amincissement dans des cols de plus en plus bas (Rundhø-Fuglhø, 1280m; Grahø, 1180m, Kverngrov, 800 m) cesse d'être fonctionnel dès que la langue du Sjodal devient tellement mince qu'il ne subsiste plus qu'une masse allongée de glace morte au sein de laquelle la formation de tunnels préfigure la constitution de la rivière actuelle; le maintien plus prolongé de glaces mortes dans la partie plus profonde de la vallée, à l'est de Randsverk peut expliquer la formation de terrasses fluvioglaciaires emboîtées en amont du confluent avec la Rinda. Ce phénomène, peu représenté dans les régions étudiées, est un modeste écho des barrages puissants constitués dans le Gudbrandsdal et l'Østerdal, plus à l'est, par les derniers vestiges de l'inlandsis cantonnés aux fonds de vallée (Gjessing, 1965-1966; Bergersen et Garnes, 1971).

Le glacier mort du Sjodal disparaît alors que les glaces du Jotunheim se sont déjà largement retirées à l'intérieur du massif. De ce retrait, il ne reste aucune trace, sinon des grandes quantités de matériaux fluvioglaciaires ("valley-trains") formés autour ou en contrebas des kames construits lors de la phase de fusion, dans les grandes vallées de l'est (Smådal, Veodal). Une fusion intense et rapide des glaciers peut expliquer l'absence de constructions morainiques marginales (Strøm, 1956) mais il également possible que l'activité périglaciaire, et l'action des glaciers modernes aient détruit de telles traces, qui auraient été laissées dans une aire englacée de toutes façons moins étendue que l'actuelle (Carlson *et al*, 1979).

Cette évolution est brève, et l'intensité des phénomènes de fusion montre qu'elle est liée à un rapide réchauffement, après la poussée des glaciers de montagne. Bien que nous ne disposions d'aucune donnée de chronologie absolue, nous proposons, à titre d'hypothèse, d'établir une corrélation entre cette phase, qui vers la fin aboutit à un climat plus clément que l'actuel et la phase de déglaciation finale des régions du Sogn intérieur, dont nous avons vu qu'elle commence vers 9100 BP, soit à la fin du Pré-Boréal. La disparition des derniers vestiges de l 'inlandsis, dans les grandes vallées de Norvège orientale, peut être contemporaine ou légèrement postérieure. Dès 8400 BP, des pins poussent à 1060 m d'altitude dans l'Øystre Slidre (Gjessing, 1965-1966), ce qui indique un processus de colonisation compatible avec cette datation. Quant à la phase antérieure de poussée

glaciaire, les conditions climatiques qu'elle implique évoquent une parenté avec celles du stade de Gaupne ; nous proposons donc d'y voir un équivalent de ce stade. Postérieure à la phase de déglaciation qui a suivi le Dryas récent et qui s'est traduite par la mort climatique de l'inlandsis, elle pourrait donc se situer entre 9800 et 9500 BP.

c. conclusion : une déglaciation rapide et une brève phase de glaciation de montagne.

Entre la fin du Dryas récent, où l'ensemble des régions du Sogn-Jotun est encore sous l'inlandsis, et la disparition des derniers grands glaciers dans le Jotunheim et sur les bordures du Jostedalsbre, il ne s'est écoulé qu'*un peu plus d'un millénaire*. La rapidité et le caractère continu de ce processus dans la partie de l'inlandsis située à l'est de la ligne de faîte sont dûs à ce que le franchissement du seuil au-dessous duquel l'inlandsis s'engage dans le processus annonçant la fusion s'est produit tardivement, à l'extrême fin du Tardiglaciaire, alors que le réchauffement climatique etait déjà marqué. Seules les montagnes ont connu un répit, et même une récurrence glaciaire ; elles le doivent à leur forte altitude et à une bonne exposition aux advections humides d'W et de SE. Cette phase, qui dure quelques siècles, est d'ailleurs la seule au cours de laquelle les parties non englacées des montagnes et des hauts plateaux ont connu des conditions plus rigoureuses que les actuelles ; dès le Boréal, les température moyennes sont devenues en effet supérieures à celles d'aujourd'hui, et l'on peut supposer que seules les plus hauts plateaux et les sommets dépassant largement l'actuelle limite inférieure du domaine périglaciaire ont continué à évoluer dans des conditions rigoureuses.

Un millénaire, ou quelques siècles pour le maximum de récurrence du froid : cette durée est restreinte en regard de la puissance des marques de glaciation locale dans les massifs, même si l'on y ajoute les 2500 à 2700 ans de la période sub-atlantique, au cours de laquelle on peut être sûr que la répartition de l'englacement des massifs a été plus ou moins semblable à l'actuelle. Comme aux Iles Lofoten-Vesterålen, cette brièveté suggère que la part de la glaciation locale tardi- et post-glaciaire est faible dans l'aménagement des montagnes , et que cette évolution est loin de refléter l'ensemble des événements

qui se sont produits au cours des glaciations ; en particulier, il n'y a aucun équivalent des puissants englacements montagnards des débuts de glaciations ou de stades glaciaires. Nous n'oublierons pas cependant, au moment d'évaluer la part de ces actions - la mieux identifiable - dans l'aménagement du relief, que ce sont des glaces d'origine locale qui ont continué à diverger autour des grands massifs du Sogn-Jotun jusqu'en plein maximum glaciaire, en restant partiellement contrôlées par le relief aux abords mêmes de ces massifs. Il n'est donc pas possible de distinguer complètement les phases de glaciation de montagne de celles des maximum glaciaires. Quant aux influences périglaciaires, nous retiendrons de cette approche qu'elles ne se sont exercées que très brièvement (un millénaire ou seulement quelques siècles) au-dessous du domaine froid actuel : on peut donc s'attendre à ce que l'aménagement "froid" des formes libérées par la glace soit encore plus restreint dans cette région (et ce aussi bien dans les régions du Sogn intérieur que sur le versant oriental du bourrelet) que dans l'archipel océanique des Lofoten-Vesterålen.

C. Un domaine froid particulièrement restreint lors de l'optimum climatique post-glaciaire

Dans l'ensemble de l'Europe du Nord, la fin du Pré-Boréal est le début d'une période de climat plus clément que l'actuel (Andersen, 1965; Lundqvist, 1965; Hansen, 1965; Agrell, 1980; Lamb, 1977). Elle est tout d'abord caractérisée par une hausse rapide des températures d'été. Reflétant le plein rétablissment de la Dérive nord-atlantique, le réchauffement est également marqué par une relative sécheresse ,ce qui selon Lamb (1977) implique des trajectoires particulièrement septentrionales des perturbations de secteur ouest : la cause semble en être l'importance du contraste thermique entre l'Amérique du nord encore englacée et l'Europe plus chaude, avec une vigoureuse circulation vers le N et le NE des perturbations issues de la marge glaciaire américaine. La fréquence de ces trajectoires sur l'Atlantique, le Groenland et l'extrême nord de l'Europe permet l'établissement de régimes anticycloniques fréquents et durables sur le continent, et ce pour une période qui dépassera à peine la disparition de l'inlandsis laurentien.

L'absence de moraines intermédiaires entre celles du Tardiglaciaire ou du Pré-Boréal et celles du Sub-Atlantique et du Petit Age glaciaire est interprétée par la plupart des auteurs comme l'indice d'une déglaciation pratiquement totale des massifs montagneux scandinaves au cours d'une période s'étendant du Boréal à la fin du Sub-Boréal, c'est à dire de 9000 à 2700 BP (6300 ans, sur les 10 000 de la période holocène). Une situation de la ligne d'équilibre glaciaire 400 m au-dessus de l'actuelle suffit à rendre compte de ce phénomène (Østrem et Ziegler, 1969; fig. 106; Ouren, 1977).

L'évolution de la végétation telle qu'elle est reconstituée d'après les données de la palynologie permet de confirmer ce fait et de préciser les caractères de la période optimum climatique, dont les manifestations sont sensibles aussi bien dans les montagnes océaniques des Lofoten-Vesterålen que dans les diverses parties du Sogn-Jotun.

Les tourbières des *Iles Lofoten-Vesterålen* indiquent une prédominance du bouleau des 9000 BP, dans une ambiance climatique plutôt sèche qui empêche la formation de tourbe dans de nombreux secteurs (Moe, 1979). Cependant, la période suivante, entre 8370 $\pm$ 130 BP et 7600 $\pm$ 130 BP est celle d'un retrait du bouleau et d'une expansion de Carex et Eriophorum, ce que Moe interprète comme une oscillation climatique plus fraîche et plus humide. La suite de la période atlantique est marquée par un nouveau développement du bouleau, dans des conditions à nouveau plus sèches, qui ne prennent fin que vers 5000 BP (*début du Sub-Boréal*). A cette date commence une période plus humide et plus froide; en beaucoup d'endroits de l'archipel, elle marque le début de la formation des tourbières et *la fin de l'optimum climatique post-glaciaire*. Ultérieurement, il ne semble pas que la brutale diminution du bouleau, établie par K.O. Griffin (1977) sur Værøy vers 3000 BP, soit due à un changement climatique significatif : elle reflète plutôt une phase de défrichement. La dégradation climatique subatlantique en compense quelque peu les effets 300 ans plus tard avec un nouveau développement de la forêt accompagnant un déclin de l'occupation humaine (la phase suivante d'occupation n'a lieu que vers 700 de notre ère).

Marquée par une brève oscillation moins favorable, la période d'optimum climatique des Iles Lofoten est l'équivalent de la période

de la période "Hypsithermique" caractérisée dans le reste de la Fennoscandie et en Amérique (Lamb, 1977). Les données sur le températures régnant dans l'archipel au cours de cette période (9000-9500 BP) manquent. Cependant, grâce à des données paléoclimatiques concordantes sur la plus grande partie de la Scandinavie (Holtedahl, 1960; Lundqvist, 1965), on peut estimer que les températures moyennes annuelles ont pu être plus élevées que les actuelles de 2 à 3°C dans les périodes les plus favorables; les limites d'étagement climatique ont donc pu se situer jusqu'à 300 ou 400 m plus haut qu'actuellement (ou moins pour les limites conditionnant la nivation et la glaciation, si l'on considère que le climat est aussi plus sec). Cela suffit, compte tenu des chiffres donnés plus haut, à assurer la déglaciation pratiquement totale des massifs et une forte réduction du domaine périglaciaire. Même les sommets des Lofoten-Vesterålen se sont alors trouvés exclus de ce domaine.

Les régions du Sogn-Jotun ont connu une évolution parallèle. Après l'installation du bouleau au Pré-Boréal ("bjørkeperioden" : Ouren, 1977), le pin s'établit à basse altitude dans le Sogn intérieur dès 8600 (T.O.Vorren, 1973) et culmine vers 8000, avant que ne prédomine lors de la période Atlantique l'assemblage Corylus (noisetier) - Alnus . Cette évolution vers une situation baptisée "furu-hassel perioden" ou période du pin et du noisetier par Ouren (1977) est retardée de quelques siècles sur les rives de l'Aurlandsfjord enchâssé dans un cadre plus austère (Bergstrøm, 1975). Le bouleau est alors repoussé en altitude.

Plus au sud et sur le versant oriental du bourrelet, l'évolution est également rapide, après la disparition complète de l'inlandsis. Remplançant le bouleau, le pin s'installe sur les plateaux de la région de Slidre (jusqu'à 1060 m dès 8400 BP: Gjessing, 1965-1966) et sur le Hardangervidda (jusqu'à 1300 m: Ouren, 1977), ce qui indique pour la période correspondante (Atlantique) non seulement des températures élevées mais aussi la nuance sèche déjà relevée aux Lofoten. La limite de la forêt montant alors jusqu'à 200 m au-dessus de l'actuelle dans l'ensemble des montagnes scandinaves (Lundqvist, 1965), la plus grande partie des plateaux du Valdres et des hautes cuvettes du Sogn intérieur a dû être couverte par la forêt de pins jusque vers 1200 et 1100m d'altitude respectivement. Des troncs de pins ont été trouvés dans

une tourbière du Skjenarvollan, au-dessus de Lom et près de la tête du Smådal, à 1200 m d'altitude (Holmsen, 1982). A cette époque, qui est celle de l'optimum pour l'Østlandet et l'est du Jotunheim, le Jostedalsbre et le Jotunheim sont restés en majeure partie dépourvus de glaciers, et le domaine périglaciaire s'est trouvé restreint aux domaines dépassant 1100 m (à l'ouest) et 1200-1300 (à l'est). Mais l'étage bas-alpin, au-dessus duquel les effets morphogéniques propres à ce domaine sont les plus marqués, a pu couvrir les plateaux et les versants jusqu'à 1500 m aux abords du Jostedalsbre et dans l'ouest du Jotunheim, et 1600-1650 m dans l'est du Jotunheim.

Comme aux Lofoten, des oscillations marquent cette période de climat relativement chaud et peuvent apporter des nuances dans cette répartition. Le Boréal est marqué par un caractère continental accusé, jusque sur le versant ouest des Scandes, avec des hivers rigoureux, liés à la fréquence des régimes anticycloniques. En revanche, la fin du Boréal et la période Atlantique ont été marquées par une humidité plus importante, déjà remarquée aux Lofoten, et attribuée par Lamb (1977) à un renforcement de la circulation zonale. Cette période est probablement celle du Post-glaciaire qui a connu les hivers les plus doux.

La dégradation climatique qui s'amorce au *Sub-Boréal* entre 5000 et 4000 BP et qui marque *la fin de l'optimum post-glaciaire* s'accompagne d'une continentalité accrue dans les régions intérieures, avec un déclin du noisetier et une nouvelle prédominance du pin. Cette évolution, qui est tout d'abord favorable dans les régions du Sogn (elle y marque l'optimum post-glaciaire) est contemporaine du rafraîchissement et de l'humidification du climat des Lofoten. Elle peut être liée à un affaiblissement de la circulation zonale (Lamb, 1977) ou à un décalage de celle-ci vers des trajectoires intéressant surtout la façade NW de la Scandinavie ; l'intérieur connaît dès lors des régimes anticycloniques plus fréquents, surtout lors des hivers, qui sont nettement plus froids que précédemment. Cette période encore assez douce se poursuit jusqu'à l'âge du bronze, à la fin duquel, entre 2700 et 2500 BP, le climat se dégrade à nouveau : la baisse de la limite supérieure de la forêt vers son niveau actuel et l'installation de l'épicéa à la place du pin sur les plateaux du Valdres et de la haute Sjoa traduisent en effet un climat nettement plus frais et humide.

Cette tendance est attribuée par Lamb (1977) à un refroidissement des régions arctiques et à un renforcement du gradient thermique NS, entraînant une circulation d'ouest plus forte, à plus grande longueur d'onde, pénétrant plus facilement vers l'intérieur du continent européen.

Plus ou moins sec ou humide selon les périodes et les régions considérées, *l'optimum climatique post-glaciaire dure donc au total plus de 6000 ans*. Dans les deux régions étudiées, les actions morphogéniques froides se sont donc exercées brièvement, ou se sont cantonnées au domaine plus ou moins restreint des massifs culminants après l'intervention généralisée de la dynamique glaciaire et après de brefs et puissants épisodes de glaciation de montagne. C'est dire que parmi les modelés "froids", ceux des régions situées hors de ces massifs sont essentiellement ceux qui ont été laissés par l'inlandsis au moment de sa disparition, et que les seules retouches qui leur ont été apportées sont celles que des processus de répartition moins exclusivement zonale (altération, travail des eaux courantes, solifluxion, etc.) ont pu effectuer.

CONCLUSION

Les manifestations du froid dans les paysages des Scandes, et plus particulièrement dans ceux des Iles Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jotun ont été extrêmement variées, au fil des glaciations et des épisodes - interglaciaires, interstades - qui en ont interrompu le cours. Il est donc impossible de se référer, dans l'appréciation du rôle morphogénique des glaciations et plus généralement des conditions froides qui ont caractérisé le Quaternaire, à des types de dynamiques trop schématiques ou reflétant seulement les épisodes les plus récents.

Le présent chapitre a défini les domaines d'intervention de ces dynamiques, dans le temps comme dans l'espace. L'étude de la morphogénèse permettra de compléter certains aspects de cette analyse (par exemple la zonation dynamique au sein de l'inlandsis). Elle est en tout cas indispensable pour préciser les modalités et les effets de processus qui sont conditionnés par la topographie locale autant que par la position au sein des grands domaines interéssés (par exemple, l'écoulement de la glace, les phénomènes liés à la présence de l'eau dans les sols et dans les roches, ou les conditions de maintien de la neige).

Chapitre IV

Le fjell : formes, modelés et types morphogéniques

Chapitre IV

Le tell : formes, modelés et types morphogéniques

INTRODUCTION

Le terme norvégien de "fjell" signifie simplement montagne. L'usage morphologique a modifié ce sens, apportant la notion de forme lourde, de haut plateau inégal à reliefs résiduels, dépassant généralement la limite de la forêt (Chabot, 1958; Rudberg, 1962), marqué par le passage des glaciers, et profondément entaillé par des cirques et des auges de toutes tailles (Tricart et Cailleux, 1967). En ce sens, la notion de fjell se confond en partie avec celle de *"surface palétique"* forgée par Reusch (1901) pour qualifier le système de pénéplaines auquel il assimile le domaine des hauts plateaux norvégiens. Ce vocable comporte donc des idées d'altitude et de contraste brutal avec les formes de dissection. Mais il désigne aussi une morphologie différenciée d'origine essentiellement préglaciaire, incluant des surfaces d'aplanissement étagées, des reliefs résiduels, ainsi que des systèmes plus ou moins complexes de bassins et de collines sans rapport systématique avec le système actuel de drainage (Gjessing, 1967). Pour conserver au domaine étudié ici *une certaine unité, liée essentiellement à celle des modes d'englacement* (glaciations d'inlandsis ou de plateau, absence ou faiblesse des phénomènes de canalisation de la glace), il convient cependant de n'englober sous le vocable de "fjell" que le *domaine des hauts plateaux et des massifs aux formes lourdes,* suspendu au-dessus des grandes vallées. Il comporte non seulement des surfaces planes simples ou étagées et des reliefs résiduels, mais aussi des grands couloirs et des formes de défonçage multiples. En sont exclus les bassins et les entailles suffisamment importants pour constituer des articulations majeures du relief à basse altitude (Lofoten-Vesterålen),et pour avoir canalisé de puissants écoulements glaciaires.

Le fjell occupe une place inégale dans les paysages, et ses modelés sont variés. Les articulations du chapitre reflètent cette variété, et ses implications quant à des nuances dans l'évolution géomorphologique récente. A cet égard, l'opposition entre des étendues rocheuses nues, raclées, et des étendues aux manteaux meubles de natures variées paraît être la plus instructive.

I - GRANDES FAMILLES DE FORMES ET DE MODELES

A. Le fjell : un domaine inégalement représenté parmi les étages du relief.

L'analyse des dispositifs morphostructuraux (livre I) a montré que dans l'intérieur du bourrelet scandinave (région du Sogn-Jotun) comme sur la façade maritime (Lofoten-Vesterålen) la différenciation du relief est liée à l'étagement des formes. De hauts massifs montagneux inégalement disséqués dominent des surfaces d'aplanissement et de larges couloirs que recoupent de profondes vallées et les abrupts côtiers.

1. Les topographies culminantes

a. des lambeaux de fjell parmi les reliefs "alpins"

Les massifs culminants n'appartiennent pas tous au domaine du fjell, bien que tous se détachent au-dessus de plateaux ou de lambeaux de plateau qui en font partie. Dans la région des Lofoten-Vesterålen, cet étage n'est représenté, à quelques exceptions près (lourdes collines surmontant le plateau de Bø, sur Langøy, ou le plateau central de Hadseløy : ph. 21) que par des pics d'altitudes inégales (450 à 1000m et plus). Ceux-ci ne présentent, entre les parois des auges et des cirques qui les rongent, que d'étroites facettes concaves se raccordant à la surface d'aplanissement principale , entre 400 et 300 m (pentes sommitales du massif d'Utskår, sur Langøy : ph.19 ; revers NW des pics bordant le couloir de Leknes au SE, comme le Blåtind : fig. 22 et ph.91). Il s'y ajoute d'étroites surfaces sommitales plus ou moins arrondies, comme celle du Klepstadheia, dans l'ouest d'Austvågøy (500 m) ou planes comme celle du Støvla, sur Moskenesøy, exceptionnellement élevée (660m). Ailleurs, les sommets sont réduits à des systèmes de horns et d'arêtes composant un paysage de type alpin (voir chapitre V).

La même observation vaut pour les parties ouest et centre ouest du Jotunheim. Leurs sommets, qui se dressent au-dessus de la surface principale du Sogn, sont en grande partie éventrés par des cirques et des auges entre lesquels d'étroites lanières sommitales (Steindalsnosi, pl. 7) ou des facettes triangulaires convexo-concaves (flancs externes du massif des Hurrungane, fig. 35) représentent les seules formes lourdes

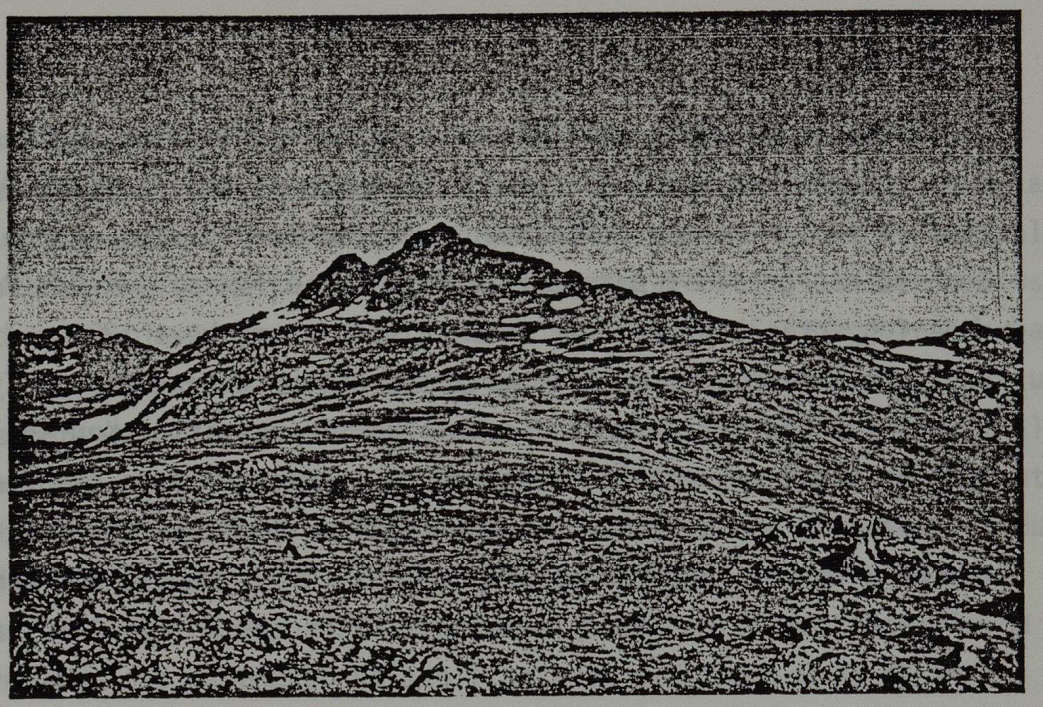


Photo 91. Le flanc NW du Blåtind (Vestvågøy, 605 m).

Vu vers l'ESE depuis le plateau bordier du couloir de Borgeleknes (350m). Une ample concavité relie l'arête sommitale du plateau ; des pointements rocheux et des pierrailles éparses apparaissent parmi la pelouse rase.

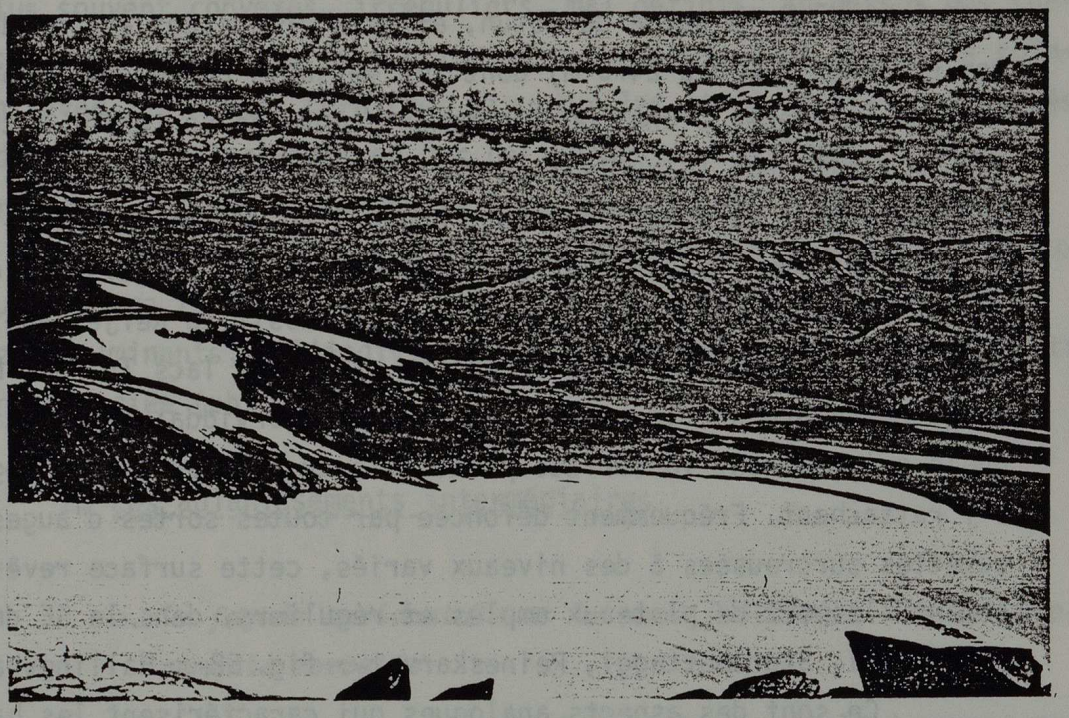


Photo 92. Le Galdehø (2223 m) et le Gjuvfly ; vus vers le NNE depuis le Galdhøpiggen (2469 m). Hautes croupes éventrées par des cirques tournés à l'est, et dominant une vaste surface pierreuse, vers 1800 m d'altitude. L'ensemble est couvert de champs de blocs. En arrière : le Visdal, le Lanvhø (1991 m) et les couloirs du Bøverdal et de l'Ottadal ; au fond : le fjell gneissique de Skjåk - Lesja (1500 - 1800 m).

assimilables à celles du fjell. Ce dispositif prévaut également dans dans les pics de Smørtabb (sauf leur retombée NW : Loftet, fig. 67), dans le sud du massif du Galdhøpiggen et dans la plus grande partie du domaine des gneiss à pyroxènes au sud de Leirvassbu et des Memurutindene (ph. 38). Les lanières sommitales planes, vers 1800 m d'altitude, deviennent cependant plus importantes autour du couloir de Tyin-Gjende (Langeskvalen, Breidkvamnosi : ph. 40); le massif du Knutsholstind, dans sa partie orientale, présente de hautes surfaces étendues entre 1600 et 1800 m d'altitude, en contrebas de sommets arrondis incomplètement éventrés (Høgdebrotet,2329 m, pl. 8). Ce secteur ménage en fait une transition avec les grandes étendues de fjell qui caractérisent le nord-ouest, le nord et l'est du Jotunheim des gneiss à pyroxènes, ainsi que les autres massifs culminants du Sogn-Jotun.

b. des bastions culminants aux formes lourdes

Les formes lourdes du fjell caractérisent en effet les plus étendues des topographies culminantes du Sogn-Jotun. Dans les gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun, elles s'organisent en lourdes et hautes collines (2000 à 2470 m) dont les versants doucement arrondis dominent des surfaces planes ou légèrement convexes se tenant entre 1700 et 1800 m d'altitude (Gjuvfly : ph. 92 ; Kvitingskjølen,massifs du Glittertind et du Nautgardstind, rebord E du Jotunheim sur le Sjodal). Ce sont ces mêmes hautes surfaces, dépourvues de reliefs résiduels, qui se prolongent à l'E du Sjodal sur le massif du Refjell-Heimdalshø (ph. 41), et dans le sud du Jotunheim, au S des lacs Tyin et Bygdin, jusqu'au rebord sur le Valdres et le Hardangervidda; les bastions résiduels qui dominent la surface principale du Sogn au sud du Sognefjord s'y rattachent. Fréquemment défoncée par toutes sortes d'auges et de cuvettes surcreusées à des niveaux variés, cette surface revêt localement l'aspect de plateaux amples et réguliers, dans le SE du Jotunheim (Rankonosi, Storebotteggi, Reineskarvet : fig. 62 ; Hallingskarvet).

Ce sont des aspects analogues qui caractérisent les hauts massifs orthogneissiques du Jostedalsbre et du Breheim, comme en témoignent leurs bordures non englacées (alignement du Lomseggen-Hesthø-Hestbrepiggan : ph. 27; rebords SE et W des hauts plateaux du Jostedalsbre fraîchement libérées par la glace ou les névés). L'englacement de la plus grande partie de ces hautes terres, au-dessus de 1600 à 1700 m,

empêche d'apprécier leur style topographique exact (chapitre II). Il semble cependant que des surfaces planes ou doucement bombées dont la largeur atteint quelques km soient présentes dans les parties centrales du Jostedalsbre et de ses annexes NE (Sygneskardbre, Sikkelbre), ainsi que sous les plus importantes calottes du Breheim (Spørteggbre, Harbardbre). D'étroits reliefs résiduels, partiellement rongés par des cirques ou des versants d'auges surmontent ces plateaux de 1650 à 1800 m d'altitude par des pentes convexo-concaves. Ces reliefs arrondis et souvent étroits (1 à 3 km) sont principalement ceux de la crête médiane EW du Breheim. Atteignant 2000 à 2139 m (Hestbrepiggan), ils évoquent par leur style et par leurs altitudes les plus hauts reliefs émoussés du Jotunheim.

Les topographies culminantes du fjell sont donc relativement différenciées, d'autant plus qu'elles se présentent sous la forme de lambeaux plus ou moins étroits au-dessus des aplanissements inférieurs et des entailles de toutes sortes qui les dissèquent. Parfois brutaux (corniche frontale E et SE du Jotunheim), leurs rebords sont d'ailleurs le plus souvent convexes, irréguliers, mal définis, au-dessus des surfaces moins élevées (Surface principale du Sogn), sauf là où ils coïncident avec les hautes corniches structurales et là où ils sont avivés par des cirques glaciaires ou par des versants de vallées (Breheim, intérieur du Jotunheim des gneiss à pyroxènes). Ces rebords bombés, dont la position est généralement contrôlée par des traits structuraux majeurs (livre I) font partie intégrante des sytèmes de pentes des reliefs culminants, à l'individualisation desquels leur genèse est étroitement associée (ph. 36).

2. Les aplanissements intermédiaires

a. la façade occidentale et la zone faîtière : des aplanissements morcelés.

Plus étendues apparaissent les surfaces d'aplanissement qui servent de piedestal aux bastions culminants. Celle qui, entre 350 et 400 m d'altitude, porte les pics des Lofoten centrales (de l'est de Flakstadøy à Gimsøy) et des Vesterålen occidentales (Langøy, Hadseløy) apparaît cependant très morcelée. Elle est représentée par d'étroits lambeaux doucement ondulés ou au profil concave, sur des promontoires

externes (façade NW des Lofoten) ou autour des grandes dépressions intérieures (bordures du couloir de Borge-Leknes). Ces lambeaux aplanis, déjà identifiés par Ahlmann (1919) comme les principaux éléments des paysages du fjell et de la "surface paléïque" dans les Lofoten constituent localement des plateaux sommitaux larges d'un ou deux kimomètres. L'ensemble le plus étendu se situe dans le rentrant du Hadselfjord-Vesterålsfjord et à sa périphérie (ouest de Langøy : plateau de Bø; lobe de Sortland; centre et est de Hadseløy). Généralement façonnés aux dépens de mangérites cataclasées, d'orthogneiss monzonitiques, de certaines roches basiques (Flakstadøy) ou de paragneiss (Vestvågøy: Hellfjell, Varfjell), ces plateaux ont été rattachés (chapitre I), malgré leur morcellement, à une même surface d'aplanissement partiel, grâce à la régularité de leur altitude dans l'ensemble de l'archipel. Des restes inclinés de plateaux sont localement emboîtés en contrebas de cette surface (Vestvågøy: bassin du Sundklakkstrøm : fig. 29).

Dans les régions du Sogn-Jotun, la surface principale du Sogn et ses dépendances se situent généralement vers 1400 $\pm$ 50 m, bien que l'on note à l'ouest un net abaissement en direction de la façade occidentale de la Norvège. Les plus étendus des plateaux qui s'y rattachent sont d'une part ceux des *couloirs intramontagnards* (Sognefjell, bordures du Bøverdal, gouttières de Tyin-Gjende et de l'Utladal, Sjodal-Valdresfly), qui entaillent les mylonites basales des gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun et leur substratum également écrasé, et d'autre part le vaste plateau ou gradin aménagé dans les gneiss de l'ouest à la *périphérie du bassin du Sogn intérieur* (des contreforts SE du Jostedalsbre jusqu'au pied des massifs culminants du Breheim). Autour des branches intérieures du Sognefjord et dans le Jotunheim méridional, les plateaux qui tronquent les roches anorthositiques du massif du Sogn et les lames méridionales de la nappe du Jotun sont beaucoup plus défoncés; au sein d'un entrelacs de cuvettes surcreusées, de sillons, de vallées amples de pro fondeur inégale, reliés par des cols surbaissés, ce sont le plus souvent des crêts tronqués qui constituent les principaux éléments d'un paysage de fjell caractérisé par son extrême irrégularité. Des interfluves plus larges, faiblement accidentés, existent sur les gneiss précambriens de la fenêtre de Lærdal.

b. de vastes plateaux sur le versant oriental

La surface principale du Sogn est identifiable jusque sur le rebord oriental et SE du Jotunheim. Mais dans le Valdres, autour des auges de l'Øystre Slidre, du Begnadal, du Hemsedal et du Hallingdal, ainsi qu'aux abords du Hardangervidda, c'est un étage inférieur de plateaux qui représente le fjell, au pied de l'abrupt frontal du Jotun et de la surface sommitale. La surface doucement ondulée du Valdres, entaillée dans les métasédiments calédoniens (essentiellement des micaschistes, mais aussi des quartzites et des sparagmites) entre 1000 et 1100 m d'altitude, est en effet emboîtée en contrebas d'étroits vestiges de la surface du Sogn, "fly" ou panneaux inclinés tronquant les mylonites du Jotun, la sparagmite du Valdres et localement des micaschistes (Valdres-fly, Slettefjell, abords du Hemsedal). Avec ses vastes horizons plats ou faiblement accidentés, elle constitue sans doute le domaine de fjell le plus continu, le plus régulier parmi les régions étudiées.

Au sud du Jotunheim, la surface du Valdres se relève vers l'ouest et passe insensiblement à l'immense surface bosselée qui tronque le socle partiellement exhumé de sa couverture métasédimentaire (Hardangervidda). Vers l'est, il est difficile d'établir un raccord latéral entre cette surface ou les reliefs irréguliers qui la surmontent et les vastes plateaux qui s'abaissent vers le Grubrandsdal.

c. des formes étagées

A l'est et au sud du Jotunheim, un net étagement résulte de la présence de topographies culminantes d'altitude assez régulière (1700 à 1800 m, les reliefs résiduels étant exclus) au-dessus d'un vaste plateau complexe, peu disséqué, où des lambeaux plans plus élevés et des reliefs résiduels irréguliers, de significations variées (nord du Valdres) sont les principaux éléments de diversification des paysages. La situation est un peu différente sur le versant occidental du bourrelet, où la limite entre les formes étagées du fjell et les formes inégalement emboîtées est parfois difficile à tracer. C'est en particulier le cas de la région des Lofoten-Vesterålen, aux massifs étroits et proches du niveau de base. Mais le problème se pose aussi autour des parties internes du Sognefjord, où l'emboîtement de la haute cuvette de Kaupanger en contrebas de la surface principale du Sogn est plus considérable ; les dimensions importantes de ce bassin suspendu et des

lambeaux qui subsistent entre les fjords brutalement encaissés, ainsi que leur altitude relativement forte (autour de 800 m) en font incontestablement un domaine de fjell, malgré l'importance de l'emboîtement en contrebas des montagnes faîtières. En dépit de l'ampleur du défoncçage par les fjords, les bassins et les sillons monoclinaux de la bordure de la nappe du Jotun, le fjell occupe donc dans les paysages de la retombée occidentale du bourrelet une place aussi importante que dans la zone faîtière ou le versant oriental, même s'il apparaît plus morcelé. *L'individualisation de grandes unités morphologiques se fait à ce niveau.*

Aux grands étagements du fjell décrits plus en détail dans le livre I, sont partiellement liées les articulations majeures, surtout dans la zone faîtière du bourrelet scandinave. La différenciation morphologique de ce domaine, fondamentale dans l'acquisition de la configuration géographique des montagnes et des régions étudiées , n'est cependant pas seulement liée à l'étagement des formes : elle tient aussi à de forts contrastes dans les reliefs de détail et les modelés. Ceux-ci sont eux-mêmes riches d'enseignements sur les processus de la morphogénèse.

B. Des modelés contrastés et irrégulièrement répartis

1. Des degrés de couverture très inégaux

A leur position géographique et à leur altitude, la plupart des domaines de fjell décrits ci-dessus doivent *leur appartenance aux étages supraforestiers ou à la zone de la toundra.* Seuls échappent à cette situation les plus bas des fly sur la bordure NE du Jotunheim, au-dessus de 1000 m (plancher des hautes gouttières encadrant l'Ottadal au S de Garmo et de Vågåmo, prolongement nord du couloir du Sjodal, autour du lac Tesse) ainsi que les très amples dépressions du plateau du Valdres (Murudal, débouché du Sikilsdal, plateau à l'est de la fenêtre de Beito), où un boisement clairsemé de pins sylvestres constitue le dernier étage forestier. Les parties les plus basses de la haute cuvette de Kaupanger, au-dessous de 850 m sont également occupées par le pin sylvestre et par un étroit étage de transition à Betula tortuosa. Partout ailleurs, le tapis végétal est ras, et de plus en plus discontinu avec l'altitude (cf. chapitre 3) ce qui a d'ailleurs facilité nos investigations sur la

structure et les modelés.

En fait, plus que la couverture végétale, ce sont les modelés qui différencient les paysages du fjell. On relève en effet une opposition majeure entre les modelés rugueux des *surfaces de roche nue* ou faiblement couverte, et les modelés souvent plus doux liés à l'existence de *couvertures* plus ou moins continues de matériel meuble, et localement de tourbe.

Dans le premier cas, le paysage dominant est celui de surfaces bosselées, rugueuses, où la roche en place (bedrock) affleure sous la forme de roches moutonnées (ph. 30), de pointements émoussés ou chaotiques, de dalles polies, massives, plus ou moins étendues, de bosses de dimensions variables et aux flancs raides;entre celles-ci,des couloirs étroits et des cuvettes de toutes dimensions sont inégalement excavés, mais ne donnent pas lieu à des réseaux de drainage très organisés. Seuls des blocs erratiques, des paquets ou des voiles discontinus de moraine, de petites tourbières et des pierrailles éparses détachées des affleurements rocheux parviennent à masquer la roche dans ces étendues. Les auteurs (Davis, 1900; Barth, 1939; Linton, 1963; Tricart et Cailleux, 1967 ; Embleton et King, 1968, 1975; Rudberg, 1970; Sugden et John, 1977, entre autres) s'accordent à considérer ces modelés comme les résultats du *raclage glaciaire* ("areal scouring"). A priori typique des régions d'érosion glaciaire prédominante, et donc de la plus grande partie des montagnes scandinaves (Rudberg, 1970), les surfaces de roche nue ne sont cependant pas représentées dans tout le domaine du fjell.

A l'opposé, sur de vastes étendues de fjell, la roche en place est totalement masquée ou n'apparaît que sous forme de pointements épars, isolés ou regroupés au voisinage des ruptures de pente et des talus qui séparent les différents étages de formes. Cette situation correspond à la présence de couvertures meubles de natures et d'épaisseurs variées auxquelles sont associées des topographies inégalement adoucies. Il s'agit tantôt de vastes étendues faiblement inclinées couvertes de blocs ("champs de blocs", "Blokkhav","Felsenmeer"), tantôt de plateaux où un manteau de régolite en place, de moraine ou de matériaux fluvioglaciaire est inégalement revêtu par les formations végétales rases, les fourrés et les tourbières qui composent les paysages de la toundra et des étages subalpins.

2. Un dispositif géographique complexe

Ces deux types de modelés sont très inégalement répartis, et leur distribution ne reflète pas de façon simple le dispositif morpho-structural décrit dans le livre I.

a. les Lofoten-Vesterålen : une imbrication des surfaces rocheuses et des étendues couvertes.

Dans la région des Lofoten-Vesterålen, où le domaine du fjell est au total relativement peu étendu, les étendues de roche nue sont peu fréquentes. Elles caractérisent, malgré la présence de pierrailles éparses et d'un maigre tapis herbeux discontinu, les flancs concaves des reliefs dominant la surface d'aplanissement principal, là où ils n'ont pas été entaillés par des grandes vallées ou des cirques (ph. 91). Cette surface elle-même présente des modelés diversifiés, dont la répartition reflète en partie la lithologie. En effet, les surfaces de roche nue caractérisent plutôt les paragneiss svécokaréliens (Vestvågøy Justadheia, Varfjell, Hellfjell ; Flaskstadøy : lobe de Sund) et une partie des roches basiques (Flakstadøy : plateau oriental, avec des reliefs de détail beaucoup plus accidentés dans l'ensemble :ph. 9); la roche en place n'y est couverte que dans les couloirs de fractures et les cuvettes, par une pelouse rase, par des remplissages tourbeux ou, sur les roches basiques, par des manteaux de débris assez fins (cailloux et gravillons). Les modelés de ce type, où la roche affleure sur plus de 50% de la superficie, sont beaucoup plus rares sur les plateaux de mangérites et d'orthogneiss monzonitiques, qui sont généralement couverts par une pelouse fournie reposant sur des formations sableuses ou à gravillons d'épaisseur décimétrique ou métrique. L'extension de telles couvertures meubles prend quelque ampleur sur les surfaces mollement ondulées de l'est de Hadseløy (ph. 10), ainsi que sur une partie des plateaux de Vestvågøy, où les modelés sont généralement plus irréguliers et les pointements rocheux plus nombreux (bordures du couloir de Leknes, plateaux des lobes du SW : Apnesfjell, Sletheia). Dans l'est de Langøy (plateau de Bø), cette couverture laisse par endroits la place à un manteau de pierrailles plus grossières, dépourvu de couverture herbeuse continue, sur les affleurements circonscrits de charnockite (Spikerheia : ph. 21). Ce type de couverture, beaucoup moins fréquent que le premier dans l'archipel, se rencontre aussi sur

certains paragneiss (Vestvågøy : Justadheia) et sur les plateaux de roches basiques aux modelés plus rugueux, et ce jusqu'à basse altitude (Flakstadøy : lambeau de plateau au nord de Nusfjord ; Langøy NW :Bufjell).

b. le Sogn-Jotun : une répartition dissymétrique

Sur les étendues plus vastes du fjell du *Sogn-Jotun*, la distribution des modelés suit un schéma plus complexe, qui ne reflète de façon systématique ni l'étagement, ni la lithologie. La photographie spatiale (ph. 93 .) fait ressortir une nette opposition entre le fjell disséqué , rugueux, des parties occidentales de la région (Bassin du Sogn intérieur, Jostedalsbre, Breheim), et celui du Jotunheim central et oriental, des grands couloirs (Ottadal, Sjodal) et des plateaux du SE (Valdres), où les interfluves présentent un aspect plus doux, sous des teintes sombres (manteaux de blocs) ou très claires (tapis végétal continu revêtant des formations meubles).Il y a là *une dissymétrie majeure entre les deux versants du bourrelet montagneux*, de part et d'autre d'une limite qui correspond approximativement à la ligne de partage des eaux. Coïncidant en partie avec celle qui caractérise le degré de dissection, cette opposition entre une région de roches nues prédominantes et une région où le fjell présente de vastes couvertures meubles relève de la dissymétrie que Rudberg (1970) a établie à l'échelle du bourrelet scandinave.

A l'ouest, les surfaces de roche nue sont prépondérantes, quels que soient les niveaux considérés. Sur les bastions culminants, elles caractérisent les étroites surfaces non englacées qui tronquent les orthogneiss, à la périphérie des calottes du Jostedalsbre et du Breheim. (autour du Mørkrisdal et du Fortunsdal). Les plateaux qui tronquent les roches supracrustales de la bordure NW du Faltungsgraben, les mylonites basales du Jotun (Sognefjell : ph. 48) et le massif anorthositique du Sogn sont du même type, ainsi que les parties ouest et centrale du Jotunheim des plateaux, où les interfluves sont souvent étroits et irréguliers. La couverture de pierrailles tend cependant à être plus importante sur les plus élevés et les plus larges des interfluves (fjell entre Årdal et le Lustrafjord : Ingebjørgfjell ...) de même que sur les lourds plateaux de gneiss précambriens de la fenêtre de Lærdal-Aurland. L'importance des affleurements rocheux, qui caractérise aussi le plancher très irrégulier de la haute cuvette de Kaupanger, s'accompagne

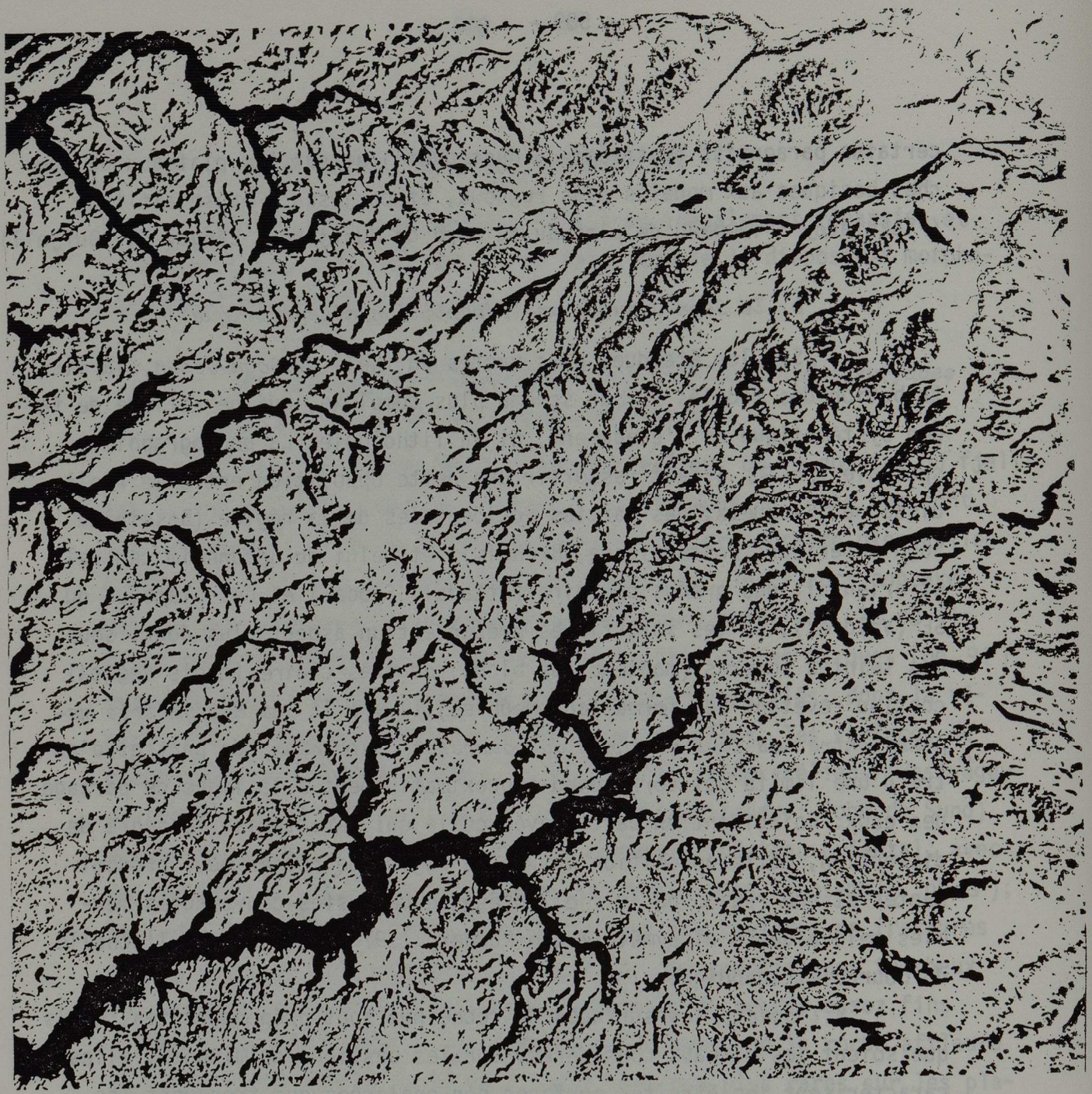


Photo 93. Jostedalsbre, Sognefjord et Jotunheim.

Photographie ERTS du 27 août 1976. Outre les grands traits morphostructuraux, ou la répartition des glaciers, cette vue montre les grandes oppositions de modelés du fjell, entre les surfaces claires et unies de l'est, du nord-est et du centre nord (plateaux à couverture morainique), les hautes coupoles sombres du Jotunheim est et NE (champs de blocs sur gneiss à pyroxènes) et les plateaux défoncés, ou éventrés par les grandes vallées qui couvrent le reste du territoire.

d'une extrême rugosité du relief de détail, de l'échelle du mètre à celle de quelques dizaines de mètres.

De la même façon que les éléments de couverture sont rares sur le versant occidental des hautes terres du Sogn-Jotun (champs de blocs sur quelques massifs et plateaux de l'est du Breheim : Hestbrepiggan...; pierrailles et revêtements morainiques discontinus à plus basse altitude, sur quelques interfluves ou sur les plus bas des versants et des zones déprimées), il existe peu de surfaces de roche nue sur *le versant oriental*. Seuls les plus étroits et les plus irréguliers des sommets lourds du Jotunheim (Lauvhø, Blåhø , au nord; Høgbrothøgdi au sud, par exemple : pl. 7 , cf. chapitre 2, p.),ainsi que quelques croupes de conglomérats ou de sparagmites du Valdres,présentent ces modelés. La diversité du fjell de ces régions orientales du Jotun tient plutôt à celle des couvertures de débris, qui ne reflète que très indirectement les oppositions morphostructurales. Dans le domaine des bastions culminants, et jusque sur les pentes qui les raccordent à la surface principale du Sogn, ou aux grands couloirs intramontagnards (Tyin-Gjende), de nombreux versants et surfaces planes sont tapissés par des *formations à blocs* plus ou moins continues; elles sont associées à des topographies douces simplement interrompues par des bourrelets d'echelle métrique, par de rares pointements rocheux ou par des corniches structurales (ph. 34 et 35) .Simplement colonisés par des lichens, ces champs de blocs ressortent en gris foncé ou noirâtre sur les photographies aériennes et spatiales en lumière visible (ph. 93). Par leur caractère grossier et instable, ils se distinguent des formations à matrice fine qui couvertes d'une végétation plus fournie, occupent une partie des plateaux moins élevés. La transition entre les deux est localement visible, sur les flancs des massifs du nord et du NE du Jotunheim (ph. 94), ce qui suggère une relation d'étagement. Le second type de couverture est associé à des systèmes de topographies douces, où les vastes plans inclinés des "fly", coupés dans le détail par des bourrelets et des replats multiples se raccordent à des surfaces planes et à de vastes cuvettes lacustres ou tourbeuses à peine encaissées. Il caractérise surtout les éléments orientaux de la surface principale du Sogn (surfaces plus ou moins caillouteuses du Valdresfly et des "fly" du haut Sjodal, du haut Ottadal), et les plateaux moins bien égouttés, sillonnés de levées et de bourrelets pierreux, qui s'étendent plus bas, à l'est du massif Refjell-Heimdalshø et dans le Valdres (ph. 41).

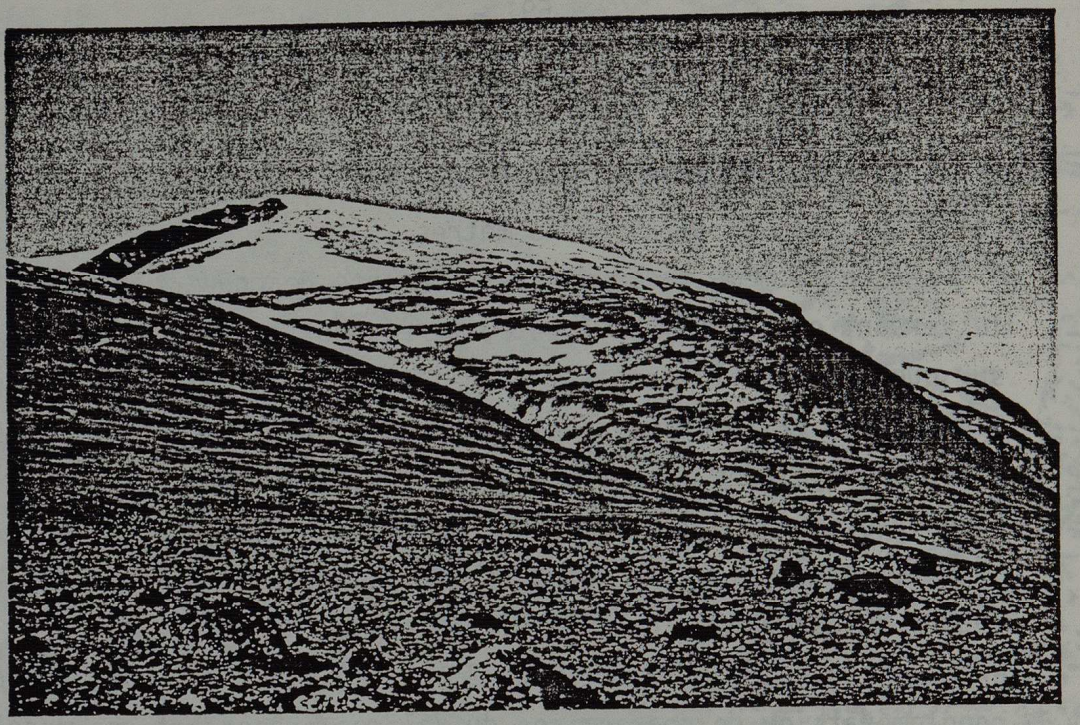


Photo 94. Le rebord arrondi du Galdehø (2200 m), vu vers le SW depuis la route de Juvasshytta à 1680 m d'altitude. Passage de la couverture morainique plus ou moins solifluées (premières pentes) à la pierraille de gélivation sub-en place, vers 1800-1900 m d'altitude. La Veslejuva entaille un ravin analogue à ceux du Kvitingskjølen.

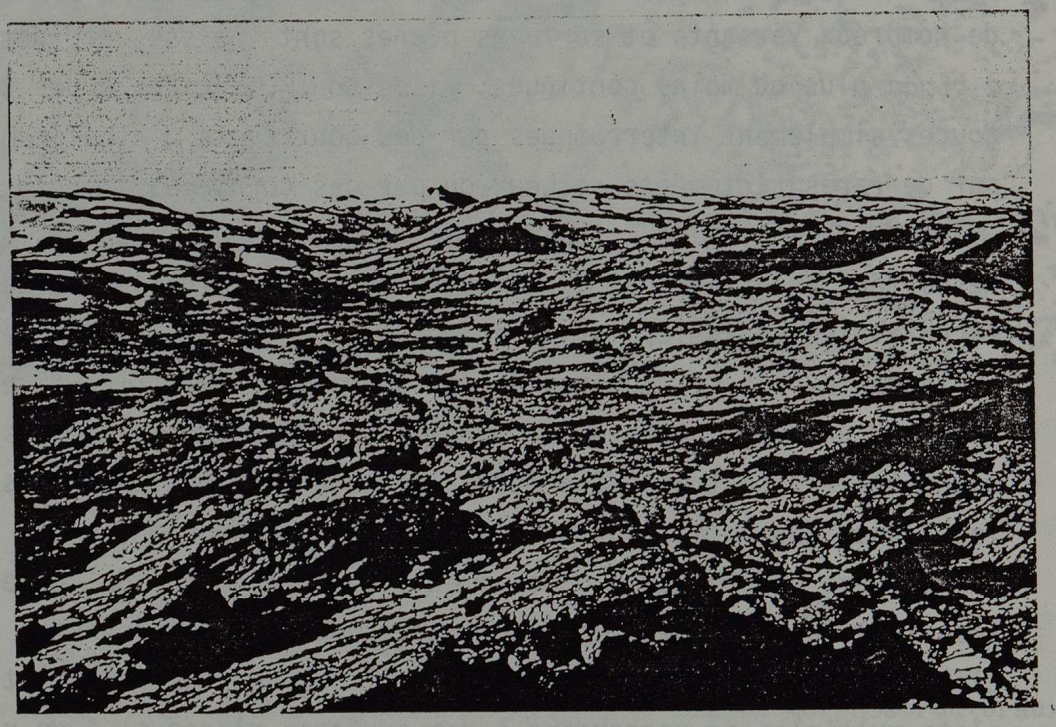


Photo 95. Le plateau des Hamrane (Breheim ; vers 1400 m d'altitude). Vue vers le sud (photo N. Santarelli). Au fond : le Kvitekoven (1657 m) et le Vongsen (1757 m). Haut plateau orthogneissique où de lourdes croupes alternent avec les cuvettes faiblement surcreusées du système de défonçage de la surface principale du Sogn. Au premier plan : systèmes de crêtes ou de roches moutonnées et d'encoignures orthoclinales ; surface raclée, à peu près nue.

C. Deux grands domaines morphologiques

Les surfaces de roche nue suggèrent l'empreinte prépondérante du raclage glaciaire et la bonne conservation de modelés hérités de la dernière glaciation, sans l'intervention de retouches importantes susceptibles de provoquer une désagrégation généralisée des roches (Rudberg, 1970). A l'inverse, l'existence de surfaces revêtues d'une couverture meuble implique la prédominance de processus d'accumulation glaciaire et fluvioglaciaire, ou bien la conservation, éventuellement le faible remaniement, de régolites antérieurs à la dernière glaciation, ou encore la formation de régolites par une puissante désagrégation postérieure à la déglaciation ; des transitions peuvent d'ailleurs exister entre ces différents modes de revêtement (problème des "mountain top detritus" ou formations détritiques des sommets :Ives, 1966).

1. De multiples facteurs de répartition

Dans cette première approche, la répartition de ces deux grands types de modelés, celle des topographies rugueuses et des surfaces faiblement accidentées qui leur sont liées, sont apparues liées de façon inégale aux grands dispositifs morphostrusturaux. Ainsi, il n'existe pas de relation systématique entre *l'étagement* et les types de modelés : les bastions culminants sont aussi bien caractérisés par des surfaces de roche nue (massifs gneissique du Jostedalsbre - Breheim) que par des formations à blocs plus ou moins continues (Jotunheim) ou des pierrailles plus éparses (hautes topographies douces des Lofoten-Vesterålen). On note en revanche l'absence de ces couvertures sur la plupart des plateaux de plus basse altitude dans les régions du Sogn-Jotun (mis à part les topographies de raccord avec les bastions culminants); les seules formations à blocs de basse altitude ont été rencontrées aux Lofoten-Vesterålen, par exemple sur le plateau gabbroïque du Bufjell à 200 m d'altitude, sur la façade NW des Vesterålen. Le contrôle lithologique à l'intérieur des différents étages du relief n'est guère plus systématique, même dans les zones culminantes, où les champs de blocs paraissent se situer surtout dans le domaine du Jotun; en fait, des champs de blocs existent sur certains massifs des complexes gneissiques du Jostedal et des Fjords (Hestbrepiggan, crête du Lonseggen), et les facteurs de leur localisation préférentielle sur les roches du

Jotun (gneiss à pyroxènes, roches acides, intermédiaires ou basiques des lames périphériques) peuvent être aussi bien des caractéristiques lithologiques favorables à une désagrégation en blocs que les conditions liées aux fortes altitudes atteintes par le fjell dans ce domaine structural (étagement climatique, conditions de l'englacement).

De la même façon, les topographies plus basses (surface principale des Lofoten, surface principale du Sogn et ses annexes, hautes cuvettes, plateaux du Valdres), bien que généralement dépourvues de formations à blocs, ne sont pas systématiquement caractérisées par un seul des deux grands types de modelés. Aux Lofoten-Vesterålen, nous avons noté une relative dépendance du degré de couverture vis à vis du substratum, sur des plateaux d'altitudes et de positions équivalentes; dans les régions du Sogn-Jotun, cette dépendance s'efface au profit d'une dissymétrie majeure entre les versants est et ouest du bourrelet, et la lithologie, très différenciée, n'a guère d'influence systématique sur la répartition des modelés.

De ces remarques, il découle que *les influences lithologiques* sur les modelés s'exercent surtout dans les parties les plus élevées du fjell (Sogn-Jotun) ou dans les secteurs périphériques par rapport aux inlandsis quaternaires (archipel des Lofoten-Vesterålen); cela peut constituer une indication sur l'importance (inégale) des phénomènes de désagrégation in situ préglaciaires (il s'agit de zones où la glace est restée mince et où les limites mêmes de l'englacement sont discutées : chapitre 3) ou post-glaciaires (les bastions culminants appartiennent à l'étage périglaciaire). Les modelés de raclage n'en sont cependant pas absents, et la configuration des grands volumes du relief, elle-même contrôlée par la structure, introduit un facteur supplémentaire de différenciation des modelés par son influence sur les types de dynamiques glaciaires. En revanche, pour les plateaux moins élevés (surtout dans le Sogn-Jotun), l'opposition géographique entre une région de raclage prédominant et une autre pourvue de grandes qualités de matériaux meubles implique surtout des contrastes dans les dynamiques glaciaires, en l'absence d'un contrôle lithologique poussé; les retouches récentes, et donc l'influence de l'étagement climatique sur la désagrégation apparaissent plus mineures.

2. Un contraste riche d'implications morphologiques

Plus que l'étagement, qui ne guide que partiellement la répar-

tition des modelés, c'est donc *l'opposition entre un domaine incontestablement marqué par les glaciers et un autre où cette marque est plus diversifée et souvent plus délicate à identifier,* qui sera retenue pour l'interprétation des modelés du fjell. Les conditions d'appréciation de la part des différents systèmes morphogéniques dans le genèse des paysages ne sont en effet pas les mêmes dans ces deux domaines.

Dans le premier, qui correspond aux surfaces nues ou faiblement couvertes, les marques de l'érosion glaciaire sont prépondérantes (érosion glaciaire nette), mais les moyens d'évaluation directe de l'ampleur de cette érosion par rapport au legs préglaciaire sont rares ou absents. Seuls les raisonnements indirects sur les relations entre les grands volumes et la structure permettent d'aller plus loin dans cette voie que l'analyse des modelés, qui révèle surtout les effets des dynamiques glaciaires.

Dans le second domaine, les interprétations sont encore plus délicates; elles sont aussi plus riches d'enseignements, dans la mesure où l'importance, voire l'existence même de marques glaciaires peuvent être discutées, malgré la certitude d'un englacement quasi-total (chapitre III). L'existence d'importantes couvertures meubles peut en effet être liée à l'intervention de processus prédominants d'accumulation glaciaire et fluvioglaciaire (ce qui n'exclut pas la possibilité d'une érosion glaciaire du substratum), à la conservation de régolites pré ou interglaciaires, ou encore à la vigueur de la désagrégation postglaciaire d'un substratum raclé (un processus conditionné par la position géographique et par la structure). L'approche géographique qui est suivie et la confrontation avec les données morphostructutales permettront de poser le problème de l'identification des formes "paléïques" dans ce domaine qui a souvent été le centre des discussions sur la conservation des héritages préglaciaires.

II.LES PLATEAUX A MODELES DE RACLAGE PREDOMINANTS ET LEUR FACONNEMENT

Les formes et les modelés de raclage s'inscrivent dans des surfaces étagées et des pentes douces dont ils altèrent la régularité à l'échelle du mètre, voire du décamètre ou de l'hectomètre, à tel point qu'il devient parfois aléatoire de définir des niveaux topographiques

réguliers (livre I). Mais les plus larges des croupes et des crêtes présentent souvent des sommets plans qui, malgré les traces évidentes d'érosion glaciaire, restent inscrites dans des surfaces régulières. Cette régularité, qui caractérise de vastes surfaces plus ou moins profondément disséquées, ne peut guère être attribuée au travail des glaciers, qui est indépendant de tout niveau de base. C'est surtout le cas des plus larges interfluves correspondant à la surface principale du Sogn (contreforts du Jostedalsbre, Breheim, Sognefjell, Stølsheim), et de quelques étroits plateaux raclés de la surface principale des Lofoten. Leur disposition évoque un simple aménagement glaciaire de volumes hérités. Cela ne nous autorise cependant pas à attribuer tout le défonçage à la seule érosion glaciaire, ni au contraire à considérer celle-ci comme incapable de toute différenciation morphologique importante dans le domaine du fjell.

Au-delà de l'origine des grands aplanissements et des dispositifs étagés régionaux, il est donc apparu nécessaire de rechercher la part effective de l'aménagement glaciaire dans la morphologie des surfaces rocheuses du fjell, aux différentes échelles et en fonction des types de dynamiques propres à ce domaine. En outre, l'analyse des modelés légués par les glaciers permet de mieux cerner les facteurs expliquant la faiblesse de la désagrégation : les enseignements de celle-ci sur l'érosion différentielle à l'échelle régionale et sur le genèse des grands volumes peuvent donc être discutés de façon plus complète.

A. Des topographies chaotiques aux contrôles structuraux irréguliers

1. Un défonçage généralisé, mais peu profond

Dans une partie des plateaux du Breheim, dans l'ensemble de ceux qui s'étendent au sud du Sognefjord et dans le Jotunheim méridional en contrebas des bastions culminants (fjell d'Aurland et de Lærdal principalement, ainsi que dans la plupart des plateaux raclés des Iles Lofoten (lest de Flakstadøy surtout), la platitude ne ressort que sur la ligne d'horizon. Les modelés de raclage s'inscrivent dans un complexe de formes de défonçage dont l'importance est telle que le problème du façonnement des surfaces ne peut être abordé indépendamment de celui que pose ce bossèlement. Sur ces plateaux, le relief se compose de couloirs, de

sillons, de cuvettes aux contours complexes, souvent occupés par des lacs peu profonds, et emboîtés de 50 à 150 m ou plus en contrebas des croupes et des crêtes d'altitude sub-égale qui composent les niveaux majeurs. Tous ces creux sont séparés les uns des autres par des verrous et des cloisons plus ou moins larges. Ne constituant pas des systèmes cohérents de drainage, ils apparaissent complétement indépendants des dispositifs morphologiques majeurs, et ils ne s'organisent généralement pas en niveaux étendus et réguliers (gradins, grandes dépressions à fond plat), sauf en cas de coalescence de cuvettes au fond inégal ou d'intersection de couloirs particulièrement larges (par exemple, les bassins suspendus de 2 à 3 km de largeur qui s'étendent entre les Hamrane et le Spørteggbre, à l'est du Jostedal : ph.95).

2. Des contrôles structuraux variés

a. simplicité des types morphostructuraux dans les roches massives et faiblement orientées.

Sur les plateaux tronquant les roches intrusives ou métamorphiques massives (anorthosites de l'est de Flakstadøy, orthogneiss du Breheim et de ses bastions culminants plus ou moins englacés, gneiss de la fenêtre de Lærdal-Aurland), les contours rectilignes, quadrangulaires ou étoilés révèlent un contrôle systématique de ces formes plus ou moins anarchiques par des *zones de faiblesse mécanique*, lignes de failles et fractures surtout. Sur le plateau oriental de Flakstadøy, les plus importants de ces couloirs et cuvettes, enfoncés de 10 à 100m et bordés par des croupes et des dômes anorthositiques massifs (moins d'une diaclase par mètre) se situent à l'intersection et le long de zones de fractures diversement orientées et de bancs plus intensément divisés (ph. 9); les abrupts bombés sont alors guidés par des sytèmes de diaclases courbes assez rares sur le fjell, et qui s'apparentent à ceux que l'on observe sur les flancs des grandes entailles (cf. infra, II de ce chapitre). Il en est de même dans le Breheim, où certains de ces couloirs sans pente longitudinale définie et sans unité de drainage atteignent 3 à 4 km de longueur ; ils recoupent des interfluves, des croupes et des dépressions de dimensions plus importantes (par exemple à l'est du haut Jostedal, sur la bordure occidentale du bastion et de la petite calotte glaciaire du Greinbre :ph. 30, ou encore dans l'est

de cette région : pl. 7). Le défonçage peut cependant rester très faible, en particulier là où la surface principale du plateau coïncide pratiquement avec le toit du socle à peine dégagé de sa couverture et de ses enveloppes mylonitisées (fenêtre de Lærdal-Aurland : massif du Borhovda).

b. l'exploitation des structures modérement inclinées

Les formes de défonçage des plateaux correspondant aux *lames charriées faiblement inclinées du Jotunheim méridional* ne sont guère plus régulièrement organisées, sauf dans les systèmes de crêts, de dépressions orthoclinales et de combes de type appalachien aménagés dans ces lames lourdement plissées ; (environs du lac Tyin ou fjell d'Aurland autour du Storskavlen ; cf. chapitre 2). Ce relief caractérise surtout de grandes parties de la surface principale du Sogn, à l'est du Lustrafjord, de part et d'autre du Fillefjell, du Lærdal et du Mørkedal , et au sud du Sognefjord, jusqu'aux confins du Hemsedal et du Hardangervidda. Les plateaux y sont troués par d'innombrables cuvettes de toutes formes et de toutes dimensions (de quelques hectomètres à 3 ou 4 km de côté), en contrebas de larges vestiges de la surface culminante plus faiblement défoncés et couverts de pierrailles (est du Jotunheim : Raudbergskarvet, Reineskarvet). Leur fond irrégulier, parsemé de placages morainiques (ph. 56),est généralement situé entre 1300 et 1450 m. Il ne coïncide que très rarement avec des discontinuités structurales importantes ; les seules exceptions concernent la périphérie de la fenêtre de Lærdal-Aurland, où un chapelet de cuvettes à fond gneissique souligne le contact avec les micaschistes surincombants (Ljose Grunnane, fig. 52). Les cloisons, discontinues et parfois réduites à des crêts ou à des buttes dissymétriques, dérivent le plus souvent de l'attaque du front et du défonçage du revers des crêtes monoclinales massives, dans les lames de roches du Jotun non mylonitisées ou certains bancs de quartzite (par exemple, les plateaux défoncés entre le Bitihorn et les lacs Bygdin et Tyin : cf. chapitre 2, fig. 61 et pl. 8). Les dépressions communiquent entre elles et s'ouvrent sur les vallées et les bassins majeurs par des trouées généralement larges et des seuils au fond accidenté de roches moutonnées (ph. 58). Ces percées tendent localement à se situer entre des crêts successifs dans le

prolongement de dépressions orthoclinales, sans qu'il y ait toujours unité de drainage (ouest du lac Tyin :pl. 8 ; fjell entre Aurlandsdal et Mørkedal). Plus souvent, elles se disposent de façon quelconque par rapport à la structure (simples abaissements de crêts, plus que véritables percées, comme dans le rebord S de la cuvette du lac Tyin sur le Begnadal, fig. 72).

En fait, dans les secteurs à faible pendage, le contrôle structural se lit beaucoup plus dans le modelé des versants que dans la position des fonds. Par exemple, au NW du lac Tyin, la zone de contact en pendage 20° NW entre la sparagmite du Valdres (ici, des quartzites divisés en plaques de 2 à 10 cm d'épaisseur, cf. éch. 112) et les mylonites basales du Jotun également divisées en bancs minces n'est mise en valeur que sous la forme d'un étroit replat irrégulier à rebord convexe au-dessus du lac Tyadal ; au-dessus, trois buttes témoins correspondant au niveau supérieur d'orthogneiss acides non mylonitisés conservent les restes de la surface bosselée du Sogn (Søre Knipen, 1547m; Vetleknipen : 1470 m; pl. 8 et fig. 107). En revanche, immédiatement au nord de ces buttes, le fond de la large dépression du Mannbergsvatn (1345 m), taillé dans les roches du Jotun, reste suspendu au-dessus du replat substructural. Ailleurs, les cuvettes et les couloirs trouent les différentes unités superposées, sans que leur profondeur et la position de leur fond, à des altitudes peu différentes, soient liées à un contrôle structural particulier. L'exploitation des plans de contact entre les niveaux inégalement mylonitisés, les sparagmites, les micaschistes et même les gneiss du socle ne se traduit alors que dans le bossèlement du fond des cuvettes, dans l'aspect des raccords avec les versants, plus ou moins brutal selon le pendage (ph. 58), et sous la forme d'étroites vires structurales dans les flancs plus ou moins abrupts des crêtes et des buttes dissymétriques qui séparent les couloirs et les cuvettes (par exemple, le flanc E du Hornsnipa, sur le fjell d'Aurland, fig. 59).

Ces dispositifs, liés à une puissante érosion mécanique qui exploite plus des propriétés mécaniques variant de mètre en mètre (cf. livre I) que les grands contrastes entre les unités lithologiques ont déjà été remarqués plus au sud dans le Hardangervidda par Schiphull (1974). Cet auteur a démontré,en effet, que dans le détail l'exhumation de la surface infracambrienne sous les micaschistes calédoniens

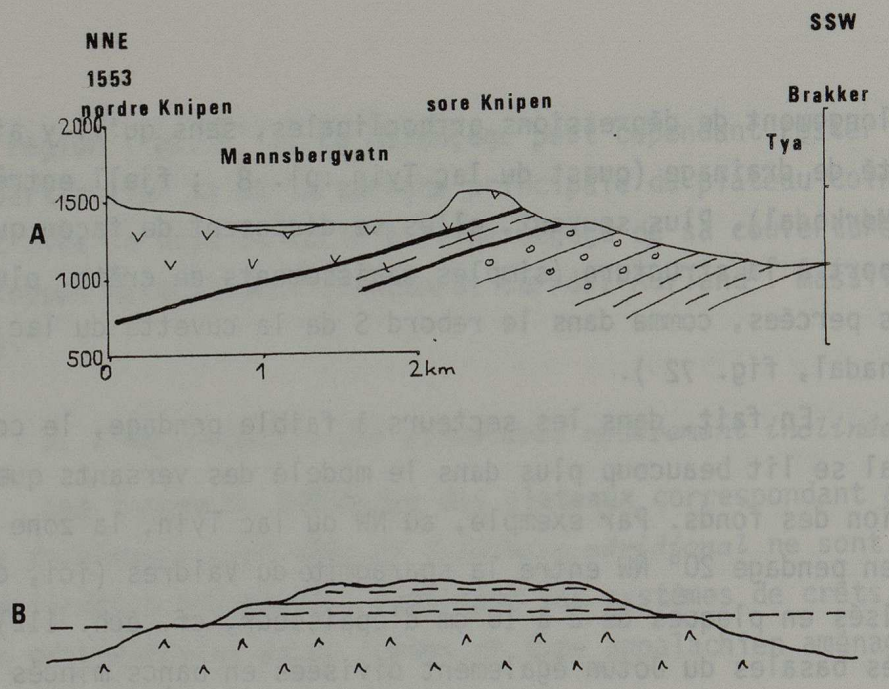


Figure 107: Les formes de défonçage du fjell et la structure.

A: coupe géologique du versant nord du Tyadal et du Mannsberg Légende : voir fig. 39.

B: coupe schématique d'une croupe de micaschistes du Hardangervidda, avec la surface infracambrienne très imparfaitement exhumée et conservée. D'après Schipull (1974).

est très imparfaite. Le socle gneissique est lui-même creusé à des niveaux variés par des cuvettes profondes de plusieurs dizaines de m; leurs flancs portent simplement d'étroits replats correspondant à la surface exhumée (fig. 107).

Le raclage glaciaire, responsable de topographies chaotiques de détail ou d'échelle moyenne, ne paraît donc pas propice au dégagement de plans structuraux d'extension appréciable. Ce fait, ainsi que le parfait récurage des flancs et du fond des cuvettes, suggèrent l'intervention de processus de délogement,d'arrachement de blocs, plus favorables à l'exploitation de discontinuités et de contrastes d'échelle métrique ou décimétrique, communs à des roches variées, qu'au dégagement de formes structurales importantes. Là encore, se pose le problème de l'origine - et de l'identification - des formes majeures dans lesquelles s'inscrivent les formes de défonçage.

c. la mise en valeur des systèmes monoclinaux

Caractérisant de vastes surfaces où l'écoulement des eaux est hésitant, de couloirs rectilignes en seuils bombés et en cuvettes diversement surcreusées, ces formes ne prennent une orientation systématique que dans *les systèmes monoclinaux les plus redressés*. C'est le cas des plateaux qui, au niveau de la surface principale du Sogn et des gradins inférieurs, tronquent la bordure NW de la nappe du Jotun, dans le Stølsheim, la région de Sogndal (Tylderingen, Nuken: pl. 6) celle du Lustrafjord, le Sognefjell (surtout entre les massifs du Fannaråki et du Liafly : ph.48) et le couloir du Bøverdal. Sur plusieurs km de largeur, les bancs de quartzites, de micaschistes de quartzites et de marbres, les lames de socle plus ou moins écrasé et les mylonites basales de la nappe du Jotun, en pendage SE, constituent de remarquables ensembles de sillons et de crêts parallèles. La plupart de ces derniers sont tronqués à des altitudes sub-égales, mais certains sont plus saillants, comme le Storhø (1775m, ph.47) ou le Såleggi (1545 m, fig. 69) et les crêts calcaires du fjell de Nettoseter (fig. 108), qui s'enlèvent au-dessus du plancher inégalement défoncé du couloir du Bøverdal, dans sa partie aval. Ces crêts, dont les revers substructuraux présentent généralement une pente inférieure au pendage (fig. 69), tournent vers le NW des corniches rocheuses de 20 à 200 m; elles correspondent à des bancs massifs de quartzites, de micaschistes

particulièrement quartzeux ou riches en exudats de quartz (Læshø, Såleggi), de calschistes se débitant en bancs épais de 10 à 20 m (Storhø: éch. 299) ou à des lames de roches moins intensément écrasées parfois très massives bien qu'épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètre seulement (Sognefjell, fig.65). Les sillons, pour la plupart en forme de V dissymétrique au fond tapissé de moraine, sont généralement excavés dans les micaschistes les moins quartzeux et les plus aisément délitables, sur de faibles largeurs. La dissymétrie est aussi marquée dans les secteurs d'écoulement glaciaire longitudinal ou légèrement oblique (couloir du Bøverdal, Sognefjell) que dans les secteurs d'écoulement transversal (fjell au SW de Vik i Sogn, rebord de la cuvette du lac Tyin sur le Begnadal, fig.72);elle est donc avant tout liée à la structure. On peut tout au plus remarquer dans le second cas, ainsi que sur les plateaux plus étroits de quartzites et de micaschistes qui, autour du Sogndalsdal et de la vallée de Veitastrand, ont été parcourus vers l'aval-pendage par les glaces du Jostedalsbre (par exemple, le plateau du Nuken, pl. 6), une exploitation plus systématique des zones de fractures obliques ou transversales, sous la forme de couloirs et d'étroits ombilics rectilignes ; les crêtes, qui portent souvent des roches moutonnées, sont nettement émoussées.

3. Un défonçage modeste, largement préparé avant les glaciations

a. faiblesse de l'érosion linéaire et du creusement glaciaire

Dans tous les cas, ce réseau non hiérarchisé de dépressions est occupé par des lacs aux contours heurtés (ph.95) et par des ruisseaux dont les tracés en ligne brisée ou en baïonnette dans les fonds et sur les verrous reflètent la simple utilisation des creux laissés par la glace. Avec ses faibles dénivellations internes (jusqu'à 100 ou 150 m au maximum), il apparaît toujours nettement suspendu au-dessus des vallées. Celles-ci s'en distinguent dès leur partie amont par leur encaissement, leur profil longitudinal d'ensemble plus incliné et un certain calibrage (cf. infra, II de ce chapitre). Ces topographies accidentées, sans lignes directrices autres que structurales, ne portent donc les traces d'aucun écoulement canalisé, d'aucune érosion glaciaire linéaire : elles semblent n'avoir connu qu'un aménagement - souvent puissant si l'on en juge par le caractère systématique des surcreusements -

par une érosion aréolaire (areal scouring) aux effets remarquablement constants dans de vastes régions. Cette notion d'aménagement ne comporte aucune implication quant à l'origine même du défonçage ; en l'absence de toute altérite observable, et du fait de la convergence, dans les zones excavées, des facteurs de faiblesse vis à vis de l'érosion mécanique et des actions physico-chimiques (cataclase, forte fracturation, caractère à la fois tendre et altérable de roches telles que les micaschistes pauvres en quartz), il est difficile de préciser si ce défonçage a été ou non préparé par d'autres processus (remaniement de surfaces de dégradation lente ,d'anciens alvéoles et de zones d'altération profonde). La position de certains crêts saillants comme reliefs résiduels au-dessus de secteurs appartenant à l'un des aplanissements majeurs (par exemple le Storhø, 1777 m, qui domine le couloir du Bøverdal, à 1400 m, ph. 47) montre en tout cas que dans certains cas au moins, les glaciers n'ont fait qu'aménager des topographies différenciées plus anciennes.

Dans de même secteur du Bøverdal , un indice supplémentaire du caractère modéré de l'érosion glaciaire est fourni par l'étude d'un réseau karstique que nous avons découvert et en grande partie exploré en juillet 1978 sur le fjell de Nettoseter (pl. 7). Au pied du massif granito-gneissique du Hestbrepiggan, la racine du plan incliné disséqué qui constitue la partie NW du couloir du Bøverdal arase, entre 1510 et 1560 m d'altitude, des bancs de marbre épais d'1 à 10 m,intercalés, ainsi que des calschistes (éch. 936) parmi les micaschistes de la bordure NE de la nappe du Jotun en pendage 45° SSE (fig. 39). L'un de ces bancs de marbre, particulièrement pur , affleure au fond d'un large sillon monoclinal, au pied d'un crêt de calschistes (fig. 108). Il est suivi par un ruisseau issu de taches de neige et des restes du glacier moribond du Geitåbre (ph. 75); il s'agit d'un des tributaires du torrent du Geitåi, affluent suspendu de la Bøvra. Très rapidement, ce ruisseau qui coule sur une surface rocheuse nue ou couverte d'un manteau discontinu et peu épais (quelques dm) de moraine à éléments gneissiques (apports du Hestbrepiggan) s'enfonce dans le marbre par une perte peu pénétrable. Il circule à quelques mètres sous terre, sur un trajet approximativement rectiligne de 200 m (fig. 108). Cette rivière souterraine est établie dans une galerie dont la section grossièrement elliptique ou losangique souligne le pendage du banc de marbre ; large de 2 à 3 m, cette galerie

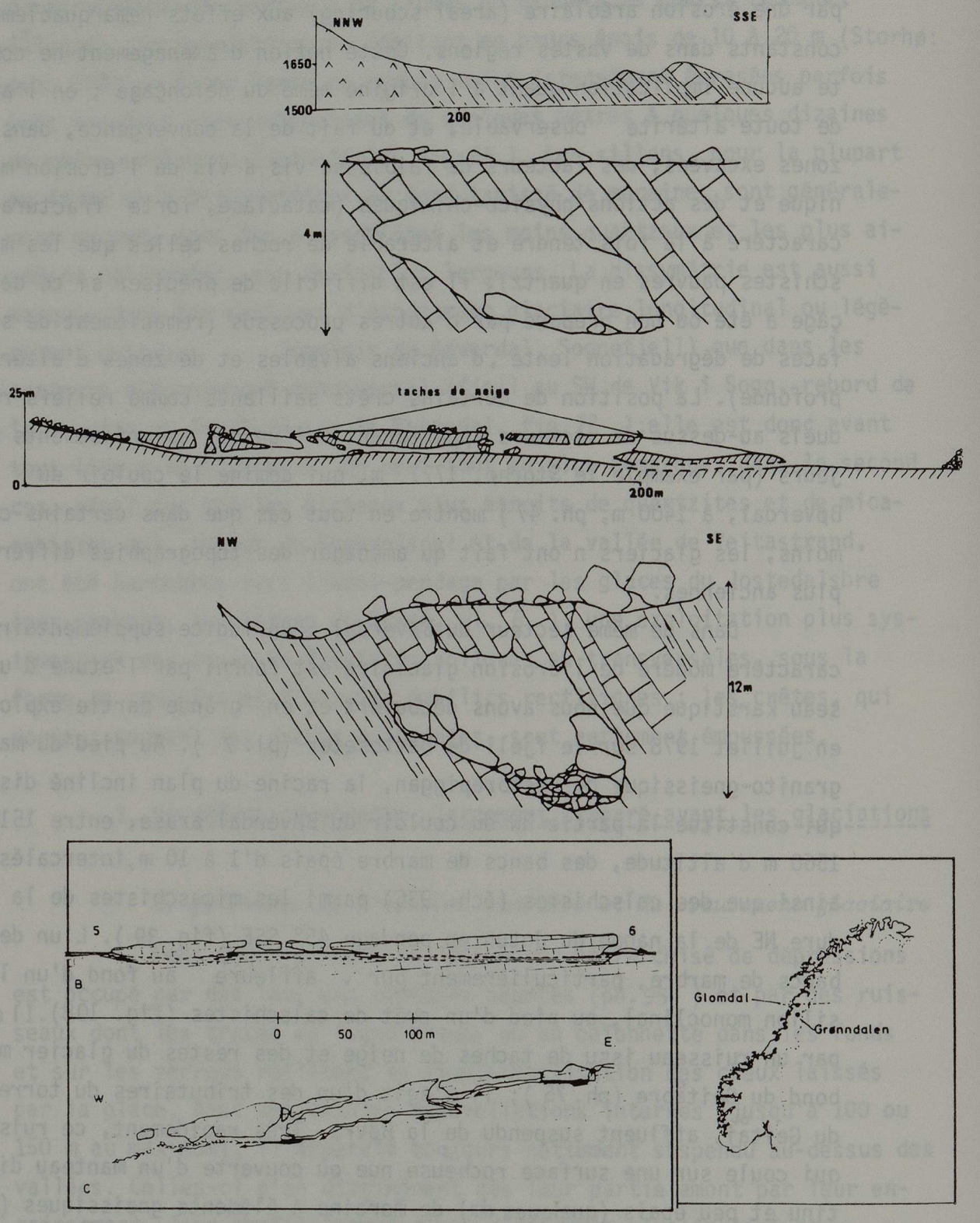


Figure 108 : Circulations karstiques sur la bordure NW de la nappe du Jotun.

A: grotte du Nettoseterfjell (légende: voir fig. 39)
B: grotte du Dummdal (localisation : voir fig.)
C: à titre comparaison, profil des grottes du Glomdalsvatn et du Grønndal, d'après Lauritzen (1981).

encombrée de blocs effondrés et corrodés n'a qu'un plafond peu épais (1 à 7 m :ph. 96), a travers lequel plusieurs regards sont ouverts, sous la forme d'orifices d'effondrement et de puits dont le plus profond mesure 6 m. Vers l'aval, le ruisseau souterrain disparaît dans une galerie active étroite, 50 m en amont de sa résurgence, délaissant un court tronçon de galerie fossile.

Il a été démontré récemment (Lauritzen et Gascoyne, 1980; Lauritzen, 1981) que des grottes tout à fait semblables comme le Grøndalgrotta (massif de l'Okstindan, Nordland, fig. 108) renferment des dépôts stalagmitiques dont la datation révèle un âge antérieur à la dernière glaciation (éémien); la spéléogénèse y est par conséquent contemporaine ou encore plus ancienne. Bien que nous ne disposions pas ici d'arguments analogues (la cavité est nue), une telle datation nous semblerait bien correspondre aux données récentes, rappelées et complétées par Lauritzen (1982) et par Birot (1981) sur la faible probabilité d'une spéléogénèse entièrement sous-glaciaire. Une spéléogénèse post-glaciaire est également peu probable ; il s'agit en effet d'un réseau évolué quoique peu profond, bien aéré, connaissant un régime d'écoulement vadose et un transit très rapide de l'eau, avec par conséquent un bref temps de contact avec la roche. D'ailleurs, les travaux récents menés dans les environnements arctiques et subarctiques (Hellden,1974; Smith et Atkinson, 1976; Birot, 1981) ne confirment pas les données de Corbel (1957) sur une particulière agressivité des eaux froides et de fonte de neiges; la forte capacité de dissolution, liée à la possibilité de plus fortes teneurs en CO_2, est compensée par le ralentissement de la cinétique de dissolution (Birot, 1981), lié aux basses températures de l'eau (6°C le 23 juillet 1978 en début d'après midi). Rappelons de plus que cette grotte se situe dans un domaine dépourvu de sol et de couverture végétale, et que les conditions d'une forte dissolution de CO_2 et donc du calcaire ne sont aucunement réunies. Nous observerons enfin que sur celles des parois des puits qui ne résultent pas d'un éboulement récent, les lapiés sont aussi développés que sur les surfaces rocheuses voisines (ph. 96); l'origine de ces parois, liée à la spéléogénèse ou à une des phases tardives est donc au moins aussi ancienne que celle des surfaces raclées. Ces divers arguments, plus convaincants que la présence de blocs gneissiques dans les galeries (ces blocs peuvent avoir été introduit à la suite d'effondrements récents ayant en-

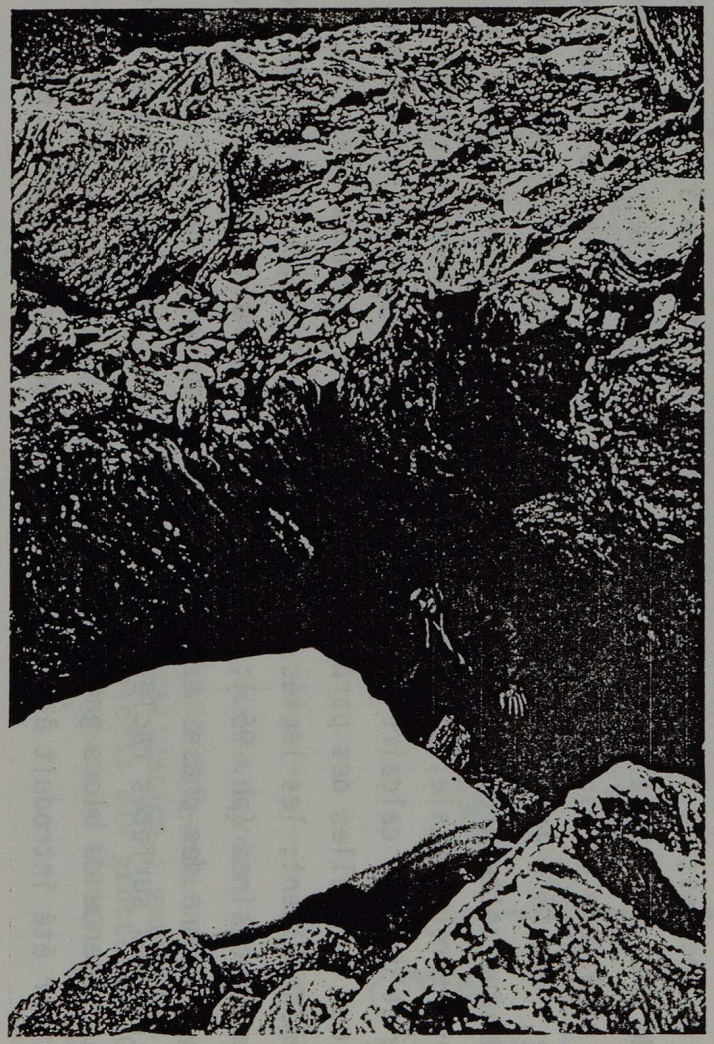
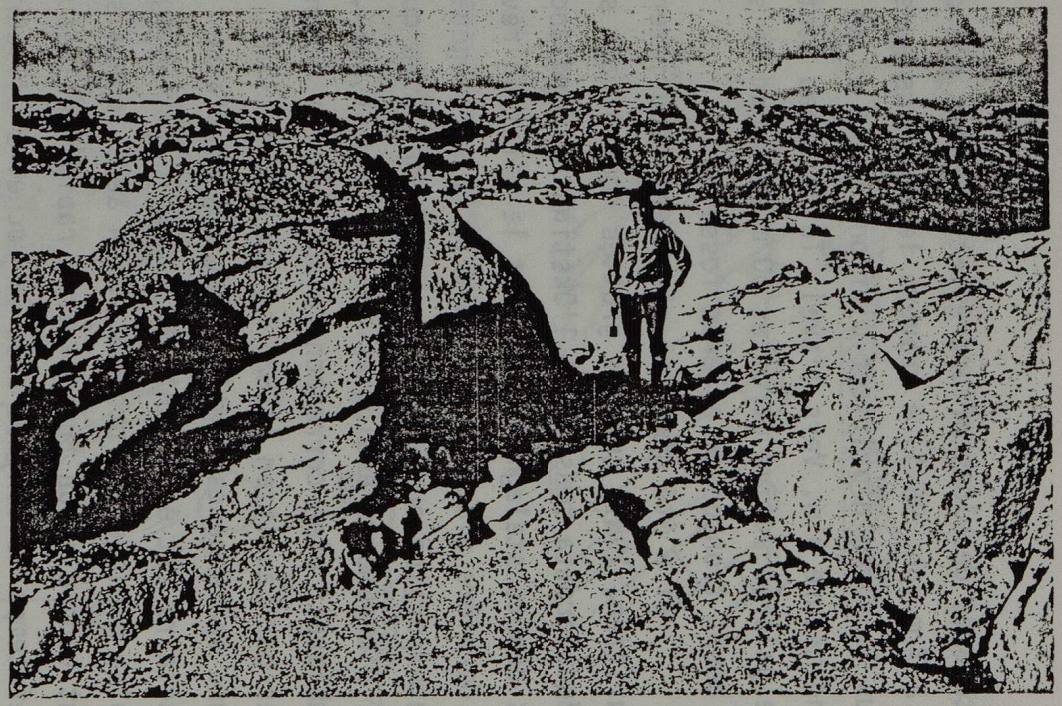


Photo 96. Puits s'ouvrant sur le ruisseau souterrain du fjell de Nettoseter (Bøverdal). Puits d'effondrement donnant sur une galerie creusée à faible profondeur le long d'un banc de marbre impur; l'orifice est en partie obstrué par les blocs du matériel morainique qui revêt le plateau Lapies sur une des parois, analogue à ceux des pointements calcaires du fjell.

Photo 97. Désagrégation granulaire sur les orthogneiss oeillés du Blåfjell (1390 m ; NW de Sogndal). Un névé occupe encore une partie de cette surface à roches moutonnées et crêtes structurales.



traîné la moraine : ph. 96) permettent d'envisager une origine préholocène et peut-être pré-weichselienne pour cette grotte. Or, ce réseau de type épidermique est situé à la même profondeur moyenne sous la surface que ceux qui ont été étudiés dans des conditions climatiques voisines (Svartisen : Corbel, 1957: Lauritzen, 1981), c'est à dire dans des domaines où les fréquents et longs blocages de l'intervention d'eaux agressives (périodes glaciaires, prédominantes selon Kellogg, 1980 , depuis 450 000 ans) et l'instauration de pergélisols au moins pendant certaines parties des périodes sans englacement ont empêché le développement de karsts plus profonds. Il n'est en tout cas pas plus superficiel que dans les secteurs de canalisation de glace, où l'érosion glaciaire peut être plus intense (Grønndalgrotta: Lauritzen, 1981). Nous pensons donc que *l'érosion glaciaire* , tout au moins celle liée à la dernière glaciation, n'est pas responsable de la situation superficielle de cette grotte, et qu'*elle est restée très faible sur cette partie du fjell*, malgré la proximité d'un massif qui a servi de centre de divergence de la glace (la résurgence ne se trouve qu'à 100 m de la moraine frontale de 1750 du glacier SE du Hestbrepiggan ;pl.7).

b. une préparation préglaciaire du défonçage?

La part de l'érosion glaciaire peut donc être faible, localement au moins, dans l'aménagement des formes d'échelle moyenne. De plus, la part de l'aménagement fluviatile postérieur et antérieur à la dernière glaciation apparaît partout insignifiante ou totalement effacée. Au total, la relative constance des profondeurs des formes de défonçage paraît plus explicable par une préparation impliquant l'existence de bassins, d'alvéoles et de zones d'altération d'une profondeur moyenne de quelques dizaines de m et plus, et ce malgré la diversité des substrats concernés, que par la limite d'efficacité ou une sorte de niveau de base d'une érosion différentielle glaciaire dont les effets sont beaucoup mieux caractérisés aux échelles métriques et décamétriques (cf. infra, p. 619).

La même question se pose pour les formes de défonçage qui, au lieu de s'inscrire dans des surfaces planes, accidentent de façons variées les plus douces des topographies de raccord entre les bastions culminants et les surfaces plus basses, ainsi que les ruptures de pente au-dessus des gradins inférieurs et des grandes vallées.

Dans le Breheim, certains des plus petits bastions culminants, comme celui du Greinbre(ph.30), apparaissent partiellement délimités ou recoupés obliquement par les mêmes couloirs de fractures qui défoncent le plateau inférieur. Avec leurs versants peu inclinés dans l'ensemble mais hachés de ressauts abrupts et de sillons de directions variées, ils ne se distinguent alors des croupes irrégulières de ce plateau bosselé que par leur altitude, qui les apparente aux topographies culminantes moins morcelées (1709 à 1800 m dans ce cas, au-dessus de croupes ne dépassant guère 1500 m). De même, l'irrégularité des corniches monoclinales délimitant les lambeaux de plateaux culminants au-dessus de la surface principale du Sogn dans le Jotunheim méridional ne traduit que des contrastes dans les propriétés mécaniques, et souvent des contrastes d'échelle mineure (Hornsnipa fig. 59). C'est aussi ce qui a été observé localement à la base des grands abrupts frontaux du Jotunheim, au-dessus des plateaux du Valdres (pied du Bitihorn, ph. 52), ou encore sur certains des versants par lesquels la surface du Sogn ou ses vestiges dominent la haute cuvette de Kaupanger (par exemple dans les flancs de la butte anorthositique sommitale du Skriki, au SW de Sognedal, pl. 6 , ou dans le versant SE du Blåfjell, fig.40). Ces formes de détail s'inscrivent dans des étagements et des systèmes de talus d'extension régionale dont l'origine n'est pas explicable par ce type d'érosion (cf. infra, IV de ce chapitre).

Il n'en reste pas moins que *les topographies différenciées inscrites dans les surfaces rocheuses planes ou inclinées traduisent des contrastes mécaniques plus ou moins mineurs*. Cette donnée, révélatrice d'un aménagement essentiellement glaciaire, sera confirmée par l'analyse des modelés de détail; elle est de portée limitée en ce qui concerne la nature et l'origine des grands volumes et même des formes d'échelle moyenne, si l'on s'en tient au cas des seules surfaces rocheuses. Le problème sera donc reconsidéré ultérieurement, à la lumière des enseignements apportés par l'étude des couvertures de débris.

B. Des modelés d'érosion différentielle glaciaire

Plus encore que l'aspect chaotique des formes d'échelle moyenne, où la part d'une préparation préglaciaire du matériel le long d'anciens vallons ou alvéoles ne peut être définie, la rugosité des surfaces rocheuses des fonds et des cloisons aux échelles métriques et décamétri-

ques est sans aucun doute le résultat *d'une érosion différentielle glaciaire*. Définir dans quelle mesure les formes étudiées plus haut ne sont que les versions exagérées de ces modelés de détail paraît difficile, d'autant plus que nous n'avons relevé dans le premier cas aucun profilage, aucune dissymétrie exclusivement attribuables aux caractéristiques de l'écoulement glaciaire (alors que de tels profilages, d'échelle hectométrique, ont été signalés dans d'autres régions, par exemple avec les "flyggberg" ou collines dissymétriques de Laponie suédoise : Rudberg, 1954). Cependant, nous avons vu que l'érosion différentielle dont témoignent les surfaces rocheuses ne met que très localement en valeur les grandes structures et quelle peut être sans grandes relations avec celles que traduisent les grandes lignes des paysages ou même les formes hectométriques. Il semble qu'il y ait là *une spécificité du mode d'exploitation de la structure au niveau des modelés*, probablement celle de l'érosion glaciaire intervenant directement sur un substratum sain et mettant en valeur ses propriétés mécaniques (Boulton, 1979; Gordon, 1981). C'est d'ailleurs à cette échelle seulement que l'on observe les effets de l'abrasion, reflets les plus directement interprétables des caractéristiques des écoulements glaciaires. En ce sens, il existe à cette échelle une érosion différentielle, aux modalité reflétant assez systématiquement la variété des types structuraux.

1. Les modelés des surfaces de roche massive ou peu orientée

a. l'exploitation des zones de fractures et des inégalités de macrofissuration.

Sur les surfaces planes et les croupes de roches massives, peu orientées, dépourvues de feuilletage régulier, les bosses aux flancs abrupts ou surplombants hachés de cicatrices d'arrachement, les "dos de baleine" plus ou moins arrondis, polis et striés, et les couloirs disposés en alignements ou en quadrillage s'organisent en fonction des *réseaux de diaclases* et des *zones de fractures subverticales* où la roche est plus intensément divisée sur quelques mètres de largeur (ph.97). Ainsi, la prédominance de couloirs NS peu profonds (1 à 3 m) sur les gneiss oeillés les plus massifs des plateaux sommitaux du Blåfjell et du Torstadnakken, au nord du Sogndal traduit bien les linéations dominantes du bâti (pl. 6), alors que celles-ci guident dans une moindre

mesure la disposition des formes majeures. Ce type de modelé, amplement décrit sur la plupart des socles ayant été englacés (Sugden et John,1976; Godard, 1979; Gordon, 1981) prévaut sur les plateaux qui tronquent les Gneiss de l'ouest, aussi bien au niveau de la surface principale du Sogn que sur les parties non englacées des bastions culminants du Breheim, libérées de la glace et des névés depuis les dernières décennies. Par analogie avec ces surfaces et avec celles qui ont récemment été libérées par la fusion des glaciers de plateau dans des régions proches (Ålfotbre: O.Holtedahl, 1960, p. 288 ; ancienne calotte du Nordmannsfjordjøkel, sur Seiland, Finnmark : observations personnelles) il y a tout lieu de penser que des topographies du même type existent également sous les glaciers de plateau actuels, ou tout au moins sous certaines de leurs parties. Les surfaces raclées d'orthogneiss monzonitiques de l'archipel des Lofoten-Vesterålen présentent les mêmes aspects. Il s'y joint, sur les roches basiques de l'est de Flakstadøy, l'exploitation de lits de même composition que les lits encadrants, mais plus fortement divisés (joints parallèles ou litage magmatique, espacés de quelques dm, au lieu de quelques m), ce qui contribue à individualiser de lourdes bosses plus ou moins dissymétriques (petits abrupts monoclinaux bombés, tournés à l'ouest : ph. 9); cette dissymétrie se confond d'ailleurs avec celle qui est liée à la direction ouest des écoulements de glace sur ce plateau.

b. fréquence des modelés dissymétriques

Même très espacées, ce sont celles des structures planaires qui constituent des discontinuités ou des zones de faiblesse mécanique favorables à l'arrachement ou au délogement de débris (foliation, débit en bancs parallèles ou non au litage, schistosité) qui ont une expression dans la morphologie des surfaces rocheuses. Dans la plupart des secteurs étudiés, ces structures, héritées de l'histoire tectonique et métamorphique évoquée dans le livre I, sont beaucoup plus rapprochées. Même en dehors des grands systèmes de crêts et de sillons monoclinaux des roches métasédimentaires et des mylonites des nappes calédoniennes, elles sont susceptibles de donner de vastes ensembles d'échines et de couloirs parallèles d'échelle métrique ou décamétrique, simplement interrompus par les couloirs et les dépressions liés aux zones de fractures obliques ou transversales. Ce modelé est localement représenté sur les plateaux

gneissiques des Lofoten-Vesterålen (ph. 6). Il est généralisé sur les sur les plateaux du Breheim et des contreforts SE du Jostedalsbre, dans la large enveloppe plus ou moins accordante avec les formations charriées surincombantes ployées dans le Faltungsgraben vers le SE (et localement vers le S ou vers l'E). Il s'agit ici de la mise en valeur de la foliation, qui n'épargne que quelques massifs granitiques, comme celui de Gaupne, et qui se traduit par l'alternance de passées massives d'orthogneiss oeillés débités en bancs épais (plusieurs dm à 3 ou 5 m), et de passées étirées, écrasées, où la plus grande richesse en biotite s'accompagne d'un débit en plaques peu épaisses, et même d'une schistosité marquée (ph. 9). De même, les passées de micaschsites intercalées dans ces gneiss (de part et d'autre du Sogndalsdal, par exemple) sont excavées au pied de petites corniches ou même de surplombs constituant le front de petites crêtes monoclinales (fig.40 et 38). Les passées d'amphibolites écrasées au sein des roches basiques inégalement mylonitisées du Berdalsfjell, au pied des Hurrungane , sont exploitées de la même façon (ph.29).

Les délogements de blocs ont été particulièrement actifs sur les corniches, dont la hauteur correspond souvent à l'épaisseur d'un seul banc (de l'ordre de quelques mètres au moins). Le mécanisme de façonnement par délogement ou arrachement de blocs individualisés le long de diaclases subverticales et de plans de foliation ou de débitage tectonique, sortes de joints ouverts ou non, accordants aux dispositifs tectoniques majeurs, explique que de telles corniches existent aussi en l'absence de bancs schisteux : leur front peut reculer sur le revers d'autres bancs massifs, les sillons monoclinaux ne constituant alors que de simples encoignures dissymétriques entre des cicatrices de délogement de blocs (ph.95). De tels systèmes existent également dans le Jötunheim, sur quelques surfaces sommitales nues des gneiss à pyroxènes; ils soulignent les structures stratiformes qui font alterner des bancs plus ou moins minces et divisés (par exemple dans les charnockites cataclasées et les jotunites que tronque le plateau sommital du Høgbrothøgdi, fig. 109).

Dans le massif gneissique du Torstadnakken,au nord de Sogndal, nous avons relevé des modelés de ce type sur les flancs d'un petit dôme que son système de diaclases courbes apparente aux "dômes hudsoniens" définis par Ritchot (1975) sur le Bouclier canadien : fig. 38 .

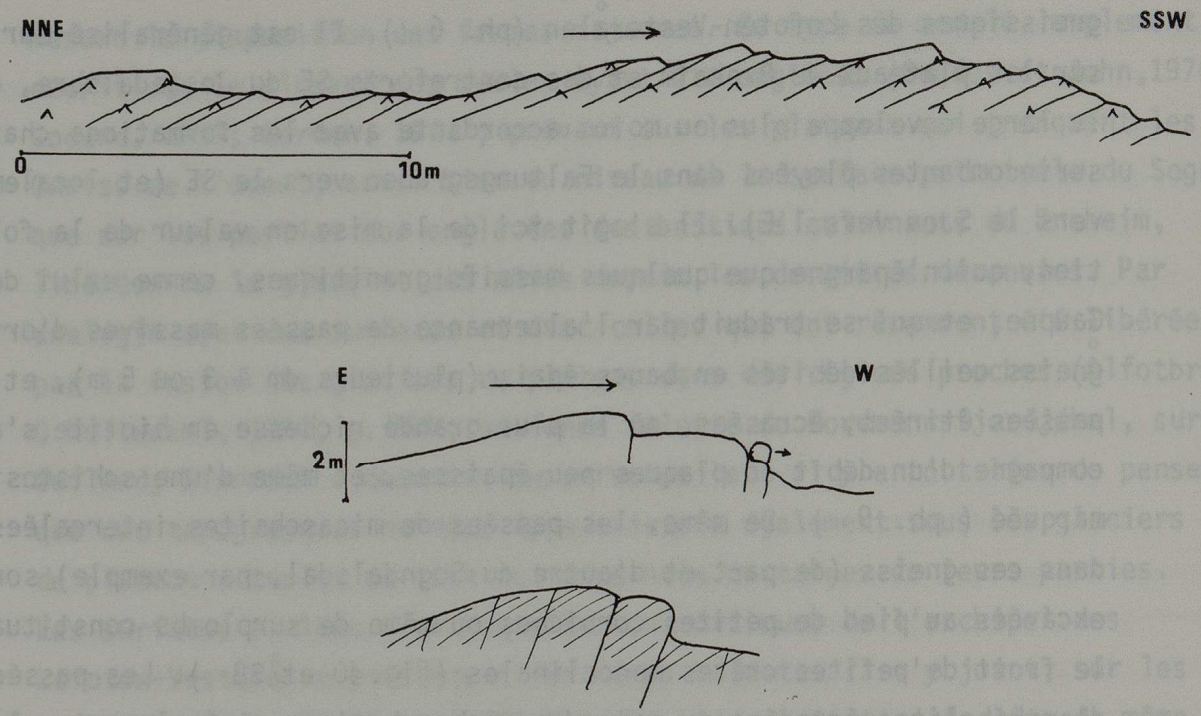
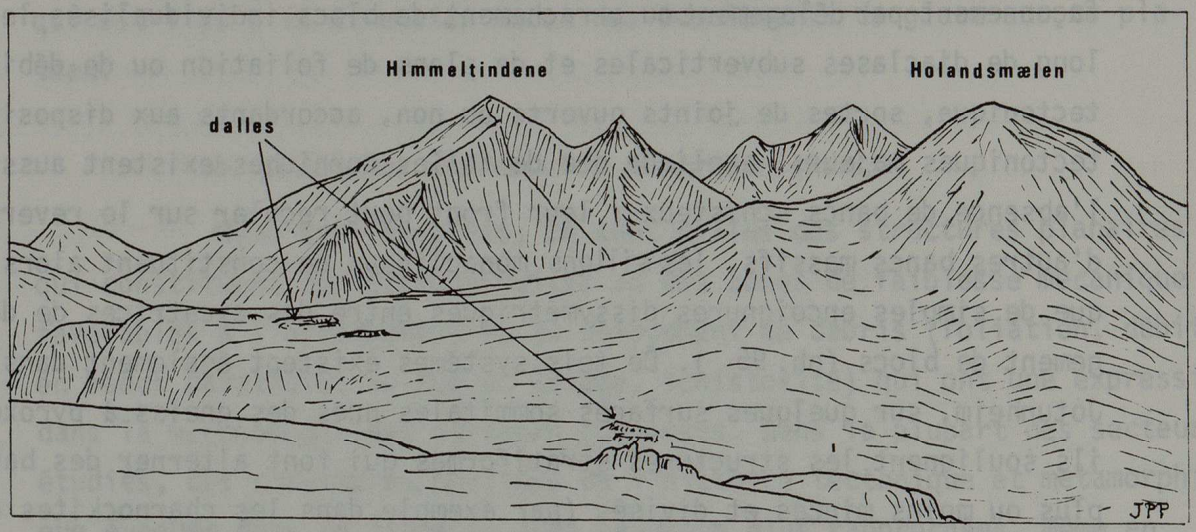


Figure 109 : Coupes schématiques des reliefs de détail dissymétriques du plateau sommital du Høgbrothøgdi (Jotunheim) et du plateau du Justadheia (Vestvågøy). Les flèches indiquent le sens d'écoulement de la glace. La dissymétrie des crêtes ou des roches moutonnées traduit aussi bien le rôle de la structure que l'effet de l'écoulement glaciaire.



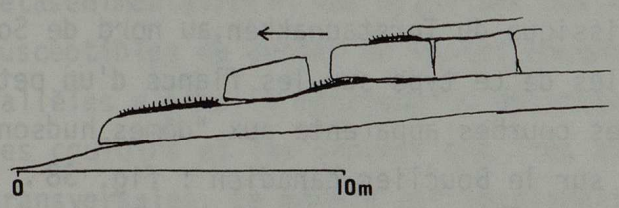


Figure 110 : Modelés rocheux du plateau du Holandsmaelen (Vestvågøy). Dalles de décompression à demi délogées sous l'effet du mouvement de la glace.

Les phénomènes de décompression ont en effet contribué au détachement des blocs, surtout sous la forme de dalles subhorizontales individualisées dans les roches massives sans doute au cours de la déglaciation. C'est de cette façon que nous expliquons le débit en dalles de 80 à 150 cm d'épaisseur des paragneiss clairs qui affleurent à la surface du plateau peu élevé du Holandsmaelen, sur Vestvågøy (140 m; pl. 2 et fig. 110). Les diaclases subhorizontales, qui sont parfaitement indépendantes de la foliation et du litage en pendage 50° NNE, ont servi de plans de glissement aux dalles, légèrement déplacées par la glace. Le mouvement des dalles à demi-délogées, qui s'est traduit par une ouverture des diaclases verticales de 10 à 80 cm près des rebords des pointements rocheux, s'est généralement produit vers l'ouest, ce qui correspond bien à la direction locale d'écoulement de la glace. Il s'agit là des rares cas d'utilisation de diaclases de détente que nous avons notés au niveau du fjell : ceux-ci ne deviennent en effet fréquents que sur les plates-formes de basse altitude et sur les flancs des grandes entailles, là où les épaisseurs de glace ont été plus considérables.

Comme pour les formes d'échelle moyenne, les dissymétries d'origine structurale prennent le pas sur les dissymétries d'origine dynamique. Les volumes saillants les plus massifs, entre les zones de fractures, sont le plus souvent façonnés en roches moutonnées (ph. 9); mais sur les corniches correspondant aux ensembles plus ou moins feuilletés, on note généralement un simple émoussé des arêtes. Lorsque leur front est tourné vers l'amont-glacier, le caractère plus ou moins lisse du revers est seulement lié à sa coïncidence avec un plan structural (joint d'origine tectonique, plan de schistosité). Dans le cas inverse, la dissymétrie est simplement accentuée (par exemple : Torstadnakken, fig. 38 ; Blåfjell, ph. 97). Localement, là où la direction des rubanements coïncide avec la direction des anciens écoulements de glace, on note une tendance au profilage des crêtes et au façonnement d'abrupts sur les faces aval des roches profilées, à partir de diaclases transversales; les sillons intermédiaires aux flancs partiellement façonnés par l'abrasion prennent alors l'aspect de cannelures géantes (par exemple, autour de la petite calotte du Greinbe, ph. 98).

Au total, l'érosion différentielle sur les plateaux de roches massives dénudées semble être surtout le fait de l'exploitation par plucking et quarrying des zones les plus fracturées, les faces amont

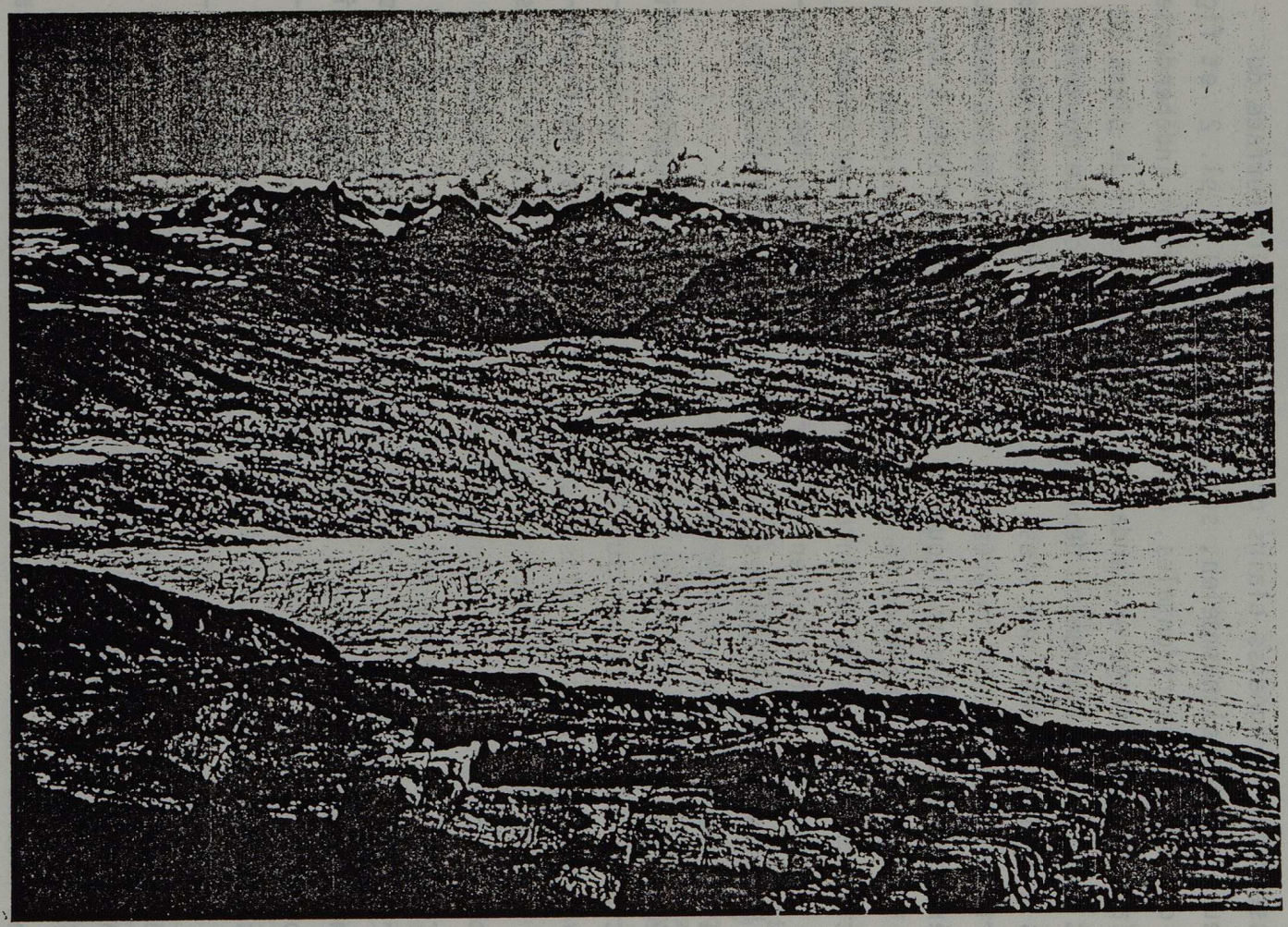


Photo 98. Les marges de l'annexe ouest du Greinbre et le Mørkrisdal.

Vus vers le SSE depuis le sommet ouest du Grinbre (1709 m). Au fond : les Hurrungane (rebord NW du Jotunheim, dominant la Surface principale du Sogn). Surfaces orthogneissiques raclées, à crêtes et couloirs dissymétriques soulignant les bancs en pendage sud (au premier plan : amorce d'une véritable cannelure géante.

et le dessus des pointements étant simplement émoussés par l'abrasion.

2. Les modelés des systèmes monoclinaux

C'est parmi les modelés de détail des crêtes et des sillons développés dans les systèmes monoclinaux de métasédiments de gneiss laminés et de mylonites que l'on trouve l'exploitation la plus fidèle des différences de propriétés mécaniques. Le délogement de blocs des bancs relativement massifs (quelques dm) aboutit au dégagement des seuls véritables plans structuraux que nous ayons rencontrés, mais sur quelques mètres de largeur seulement, et sur le revers de crêts mineurs(par exemple sur les gneiss à intercalations schisteuses du Blåfjell, ou sur ceux des Hamrane : ph. 95).

Mais surtout, l'intervention de l'abrasion dans l'érosion différentielle paraît plus nette dans ce type de structures. Les crêts,ainsi que les bosses de micaschistes affleurant dans les sillons, sont façonnés en roches moutonnées allongées, là où ils sont parallèles à la direction des anciens courants de glace (crêtes de quartzite du Sognefjell au SE du Skålavatn, ph. 48; couloir du Bøverdal). C'est d'ailleurs en fonction de cette coïncidence régionale entre les directions d'allongement des formes monoclinales et des marques de moulurage que T.O. Vorren (1973) a pu parler d'un "fluting" assez généralisé des surfaces rocheuses sur les plateaux encadrant les branches NE du Sognefjord. Cependant, le prolongement de ce dispositif vers le SW sur les plateaux de micaschistes de Joranger (entre Jostedal et Veitastrand) et du Nuken, au nord de Sogndal (pl. 6), dans des secteurs de confluence entre les glaces du Jostedalsbre venues du NW et celles du NE, montre que le "moulurage", qui n'est ici que rarement accompagné de marques d'abrasion, résulte avant tout de la mise en valeur du dispositif monoclinal.
Il peut d'ailleurs être dû à une abrasion par des courants de glace perpendiculaires à la direction structurale. Ainsi, à Liarstøl, sur le rebord ouest du Sogndalsdal (pl. 6), nous l'avons observé sur des roches moutonnées portant des stries perpendiculaires à la direction d'affleurement de micaschistes à grenats inégalement feuilletés et en pandage SE (les lits les plus micacés ont été les plus attaqués : ph. 99). Il en est de même sur les crêts et les barres quartzitiques qui ont constitué un verrou entre la cuvette du lac Tyin et le Begnadal (fig. 72). Mais dans ces cas, et dans les secteurs d'écoulement oblique, les bandes de roches très fissiles sont moins régulièrement



Photo 99. Roche moutonnée sur micaschistes quartzeux à grenats, à Liarstøl (versant ouest du Sogndalsdal, 660 m d'altitude). La glace venait de la droite. Sortes de cannelures transversales, exploitant les lits les plus riches en micas.

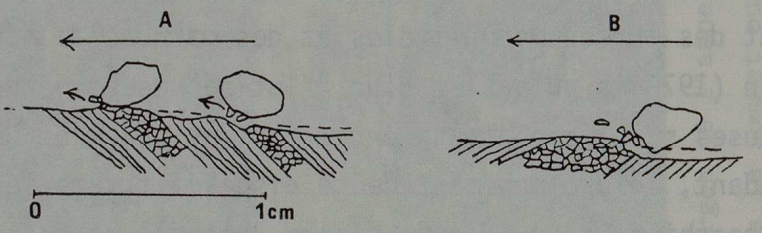


Figure 111 : Schéma théorique des phénomènes d'abrasion sur les micaschistes à lits quartzeux.

A: action de particules entraînées à contre-pendage par le mouvement de la glace. Les grains de quartz décollés glissent sur les lamelles de mica.

B: action de particules entraînées dans le sens du pendage. Les grains de quartz sont décollés des lits micacés, eux-mêmes facilement entamés.

creusées au pied des corniches; ce caractère est surtout marqué dans les secteurs où la glace s'est écoulée vers l'amont-pendage en façonnant en roches moutonnées le revers des bancs massifs et en arrachant des blocs à leur front (bandes de phyllonites peu surcreusées entre les bancs massifs de gabbros et d'amphibolites du Sognefjell, autour du Prestesteinsvatn et du Fantesteinsvatn, fig.65). Ces secteurs donnent au total l'impression d'un relief de détail plus anarchique. Ce phénomène, également observé au sud du Sognefjord parmi les systèmes de crêts et de sillons des plateaux du Stølsheim (SW de Vik i Sogn) n'est en fait que la réplique à l'échelle métrique et décamétrique de ce que nous avons noté pour les formes d'échelle moyenne.

Dans tous les cas, *l'exploitation des contrastes dans les propriétés mécaniques des roches* paraît être le facteur essentiel de différenciation morphologique, qu'il s'agisse de la densité de diaclases, de la fracturation ou de l'inégale schistosité. La mise en valeur des deux premières de ces propriétés est le fait des mécanismes de délogement et d'arrachement (quarrying et plucking); leur intervention a pu être facilitée , sur les bancs de quartzites plus ou moins massifs (sparagmite du Valdres) par les lits micacés jouant le rôle de plans de décollement de dalles (SE du Skålavatn, Bøverdal ; Valdres, par exemple au pied du Bitihorn : ph. 100). Les dispositifs monoclinaux, qui ne constituent pas alors de véritables systèmes de crêts et de cuestas, mais plus souvent des alternances de fronts de bancs inclinés et d'encoignures, sont interprétables par les processus d'une érosion mécanique que l'on ne peut pas vraiment qualifier de différentielle (ph. 95). Il s'agit dans ce cas d'une disposition préférentielle des cicatrices d'arrachement de blocs et de l'utilisation de plans de discontinuité. En revanche, la mise en creux, également remarquée à l'échelle hectométrique, des passées massives de micaschistes entre les bancs de quartzites ou de calcschistes et de marbres ne peut pas être attribuée au même processus : dans ces roches, en effet, il n'existe pas de diaclases ouvertes, de fractures rapprochées, ni de joints susceptibles de permettre le délogement de blocs. Seules la schistosité, l'alternance de lits micacés et quartzeux d'épaisseur centimétrique et millimétrique, peuvent constituer un facteur de faiblesse, mais cette fois vis à vis de l'abrasion ; les particules entraînées par la glace sont en effet susceptibles d'écrêter les lits quartzeux en décollant



Photo 100. Corniche sparagmitique sur le Heklefjell (Valdres).

Les lits micacés, exploités par l'altération différentielle, ont également servi de plans de décollement des dalles quartzitiques (en haut).

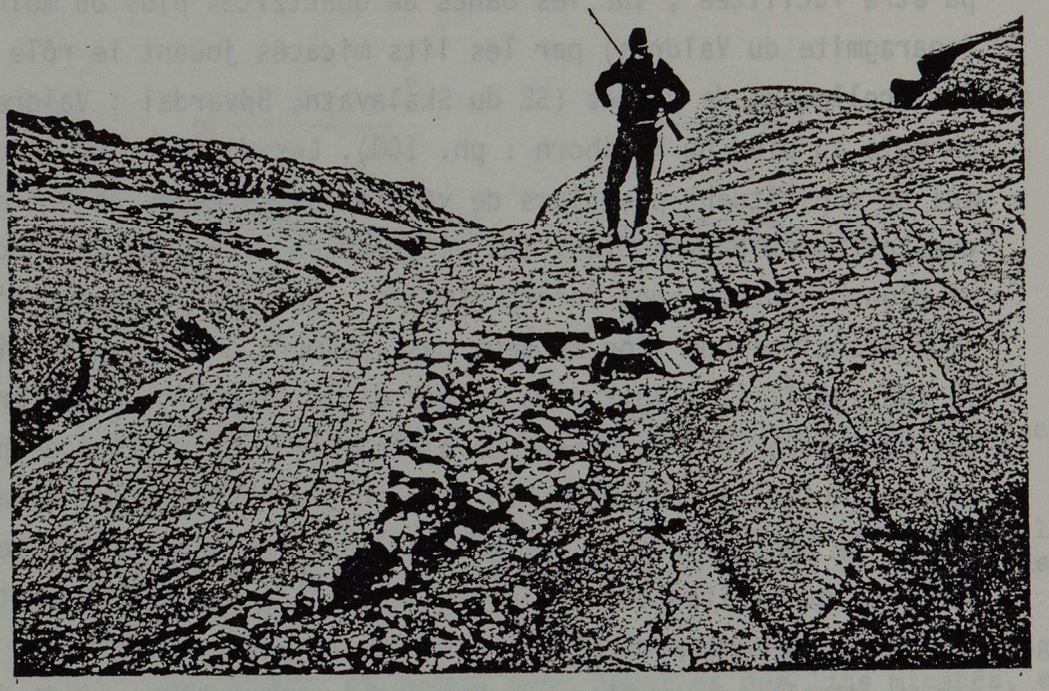


Photo 101. Roche moutonnée anorthositique sur le plateau oriental de Flakstadøy (altitude : 160 m).

Macrogélifraction aux dépens d'un filon de pyroxénite très exactement dégagé de son encaissant par l'érosion différentielle.

les grains des lits micacés (abrasion dans le sens du pendage) ou en les faisant glisser dessus (à contre pendage, fig. 111), ces lits micacés n'offrant eux-mêmes guère de résistance à l'abrasion (ouverture des feuillets, déchirure ou incision des lamelles : fig. 111). C'est ainsi que les marques d'érosion glaciaire que nous avons observées dans les sillons schisteux sont surtout des modelés d'abrasion (dos de baleines, polis glaciaires, stries : fig. 72) ; sur les roches moutonnées, les plus épais des lits micacés sont parfois les plus attaqués (Liarstøl, ph. 99).

Dans ces conditions, *il semble bien que les glaciers aient créé sur le fjell, aux échelles métrique et décamétrique, une topographie qui leur est propre,* avec une échelle de résistance spécifique ; ils n'ont pas simplement récuré un ancien front d'altération. Le problème est moins simple dans le cas des couloirs et des bosses aux contours plus ou moins quadrangulaires, prédominants dans les roches moins orientées (abstraction faite des simples marques d'arrachement de blocs sur les faces aval des protubérances); comme nous l'avons relevé dans le cas des formes d'échelle hectométrique, les zones les plus diaclasées ou fracturées ont aussi bien pu faciliter l'érosion mécanique qu'une altération préalable. Cette convergence, souvent confirmée par l'importance de la désagrégation le long de ces accidents empêche de bien définir la part de l'érosion mécanique. Cependant, les caractères spécifiques des dynamiques glaciaires qui sont intervenues sur les surfaces rocheuses suffisent dans une large mesure à rendre compte de ces reliefs de détail.

C. Une distribution sous la dépendance des types de dynamiques glaciaires.

1. L'intervention des glaciers de plateau actuels et récents

L'existence de surfaces rocheuses raclées à la périphérie des glaciers de plateau actuels et probablement sous leur parties centrales permet de poser le problème de leur rôle, érosif ou protecteur, au moyen d'une observation directe, sans toutefois que de véritables analogies puissent être proposées entre le rôle de ces appareils circonscrits à quelques bastions culminants et celui des inlandsis, dont les dimensions et les caractères dynamiques ne sont guère comparables.

a. glaciers de plateau et surfaces raclées

Là où elle se situe en arrière du rebord des plateaux, la périphérie des calottes glaciaires est en partie occupée par de nombreux névés et taches de neige, ainsi que par les vestiges minces, en voie de disparition, des glaces qui l'ont occupée récemment (au cours du Petit Age glaciaire). De telles surfaces, sans doute représentatives de la plus grande partie du substratum des glaciers de plateau

. ont été étudiées en plusieurs endroits, sur les contreforts SE du massif du Jostedalsbre (Torstadnakken, à l'est du haut Sogndalsdal, entre 1400 et 1500 m d'altitude) et sur le rebord ouest du Breheim, autour de la petite calotte du Greinbre,suspendue au-dessus de la tête d'un affluent oriental du Jostedal, le Sprangdal (observations obligeamment communiquées par N.Santarelli, août 1980). Ce dernier glacier réduit progressivement à une masse de glace morte de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, cantonnée sur le versant oriental d'une croupe arrondie atteignant 1840 m d'altitude ; il est plus épais dans le col de diffluence situé en contrebas vers 1600 m (au total moins de 4 km^2; ph. 98).

Se signalant par leur teinte claire liée à l'absence de lichens (sauf au sommet des plus hauts rochers, ceux qui émergeaient des névés ou de la glace), les surfaces fraîchement évacuées, larges de plusieurs centaines de mètres parfois, présentent le relief de détail chaotique typique de toutes les étendues rocheuses du fjell. Sur les surfaces peu inclinées les plus récemment découvertes, à la périphérie des glaciers de plateau et sur les bordures des amples dépressions suspendues vers lesquelles tend à se rétracter la glace (courtes langues émissaires, surtout localisées sur les rebords orientaux des lambeaux de la surface culminante), les dalles lisses correspondant aux bancs massifs d'orthogneiss et de granites sont simplement parsemées de cailloux et de graviers qui rendent la marche assez dange reuse. En une ou deux années, les eaux de fonte et de pluie entraînent les plus fins de ces éléments dans les couloirs voisins; ils sont peu abondants (il n'y a pratiquement pas de farine glaciaire)ce qui atteste le caractère modeste des actions d'abrasion et de la mobilisation de matériaux par la glace. Les blocs sont le plus souvent en place (délogements inachevés) et les couloirs eux-mêmes, excavés à la faveur des bancs plus intensément divisés et des zones de fractures, ne contiennent que très peu d'éléments morainiques

surtout en dehors des anciennes zones de départ d'émissaires. Les roches moutonnées proprement dites sont rares, ou même absentes : la plupart des surfaces rocheuses, même les bosses et les croupes profilées, sont rugueuses et portent les traces du délogement de blocs maintenant exportés. On note cependant l'absence d'autres marques de fragmentation in situ ; ce fait oppose ce domaine à celui des plateaux de plus basse altitude ainsi qu'aux sommets et aux versants occidentaux des croupes et des plus étroits plateaux sommitaux qui, même lors du Petit Age glaciaire, sont restés libres de glace ou n'ont été couverts que par des névés et des taches de neige : cf. infra, p.641.

La configuration morphologique du Jotunheim explique l'absence de plateaux actuellement ou récemment englacés, à de rares exceptions près. Celles-ci correspondent à d'étroites surfaces situées directement au pied de massifs particulièrement élevés et bien alimentés en neige. Ainsi, d'étroites parties accidentées de l'est et du sud-est du Sognfjell ont été envahies par les extrémités étalées et coalescentes des glaciers descendus du Fannaråki et des pics de Smørstabb (ph.70 et pl. 7) Mais dans ce cas, comme dans celui des petits glaciers de paroi et de cirque du versant SE du Hestbrepiggan, dont l'extrémité inférieure s'étale sur le haut replat du Bøverdal au-dessus de Nettoseter (pl. 7) le matériel morainique est plus abondant (moraine de fond en partie moulurée, matériaux issus des parois dominant les langues glaciaires) ; il s'agit de moraine de fond concentrée dans les couloirs séparant les roches moutonnées et les pointements les plus rugueux (ph. 75), et de dépôts marginaux (moraines latérales et frontales : Leirbre). Le rôle morphologique de ces glaciers dans le façonnement des plateaux reste d'ailleurs mineur, comme on peut le voir dans les deux seuls cas significatifs que sont le rebord SE du Hestbrepiggan au-dessus du haut replat du Bøverdal et le rebord est du massif du Nautgardstind au-dessus du plan incliné du Hinnfly (Sjodal, Jotunheim oriental; pl. 8). En ces deux points, les abrupts montagneux sont échancrés par de petits cirques encore en partie englacés (Hestbrepiggan surtout), dont le plancher plus ou moins surcreusé est resté calé au niveau du piédestal des massifs à 1600 m d'altitude; ces glaciers locaux qui, lors du Petit Age glaciaire n'ont débordé que de quelques décamètres, quelques hectomètres au plus (Hestbrepiggan), ne sont responsables que de rentrants modestes (quelques hectares) dans ces lourds talus. Les surfaces réellement crées par l'é-

rosion glaciaire ne sont que des élargissements locaux de topographies dont elles ne sont même pas les exacts prolongements géométriques (fig. 62); d'ailleurs, elles sont aménagées dans des ensembles lithologiques différents.

La répartition des parties rocheuses du fjell actuellement ou récemment englacées et raclées est donc avant tout liée à celle des calottes glaciaires. Leurs limites inférieures actuelles, et celles qui se sont établies au Petit Age glaciaire (chapitre 3) restreignent ce domaine à la surface et aux rebords des *bastions culminants du Sogn* (les rebords orientaux surtout). Elles débordent localement sur les parties les plus hautes des topographies de raccord avec la surface principale du Sogn, au-dessus de 1500 m (contreforts est du Jostedalsbre) à 1600 m (est du Breheim : plateaux situés au pied du Hestbrepiggan, Geitabre, etc...; pl. 7).

b. les mécanismes propres aux glaciers de plateau

L'absence de données thermiques concernant ces glaciers nous a empêché de déterminer les conditions régnant à l'interface entre une glace relativement mince (de l'ordre de 100 à 200 m pour les parties les plus épaisses) et le lit rocheux. Néanmoins, l'observation directe des phénomènes de fusion sur les parties marginales et sur les versants convexes en contrebas des amorces de langues émissaires (ph. 28) suggère que si certaines parties de ces glaciers sont à base froide (elles se situent à des altitudes correspondant aux isothermes -2 à -3°C), la majeure partie peut être considérée comme étant *de type tempéré*. Les données sur les fluctuations de ces glaciers à l'Holocène (quasi-disparition lors de l'optimum post-glaciaire, oscillations de la période subatlantique et actuelle) indiquant de toutes façons que la dynamique propre aux glaciers tempérés a concerné à un moment ou à un autre de l'Holocène des aires actuellement ou récemment englacées. Il s'agit donc de glaciers susceptibles de glisser sur leur lit et d'incorporer des débris rocheux dans leur masse (Boulton, 1974 , 1979), à la différence des calottes à base froide de l'Arctique canadien, dont le rôle érosif apparaît nul (Koerner et Fischer, 1979). Cependant, la glace de ces glaciers nous est apparue propre ou très peu chargée jusque dans les parties amont des émissaires (ph. 32). En outre, l'état des surfaces rocheuses et la rareté du matériel morainique suggèrent que les phénomènes d'abra-

sion, de plucking et de quarrying récents ou actuels sont faibles, à la différence de ce qui se produit plus bas, sous les émissaires de ces glaciers.

La faiblesse de la charge peut être liée aux caractères de l'écoulement glaciaire, un des principaux facteurs qui avec la pression effective de la glace sur le lit et l'état de l'interface glace-lit, déterminent l'importance de l'érosion glaciaire (Boulton, 1974, 1979;Birot, 1981). La prise en charge de matériaux, qui ne peut se produire qu'à la base de ces glaciers, est sans doute lente et peu efficace, dans la mesure où les pentes de leur lit sont faibles ou nulles : la glace est *peu mobile,* si ce n'est sous l'effet d' *un lent mouvement divergent* depuis les plus importants dômes (Jostedalsbre au S du Breniba, dans le secteur du Høgstebreakulen ou à l'ouest du haut Austerdal ; Spørteggbre; Harbardsbre ...), ou encore sous l'effet de *la traction* se produisant dans les zones crevassées de départ des émissaires vers les grandes vallées radiales de la périphérie (parties amont du Suphellebre, de l'Austerdalsbre, du Nigardsbre, par exemple). Dans ce dernier cas, il s'agit en fait de secteurs de transition avec des zones de dissection et les glaciers de vallée.

Les indications données dans le chapitre 3 sur l'évolution climatique quaternaire (tout au moins au cours du dernier demi-million d'années), ainsi que celles qui concernent la structure de l'inlandsis lors du maximum weichselien, suggèrent que ces glaciers ont probablement existé pendant la plus grande partie des interglaciaires (sauf lors des optima thermiques éemien et holocène) et qu'ils ont toujours constitué des centres de divergence de la glace (sans doute avec des épaisseurs et donc des pressions sur le lit plus considérables qu'actuellement). Ainsi, leur faible mobilité est compensée par *la permanence et la longue durée du processus* pour expliquer que le substratum (tout au moins les parties accessibles à l'observation) soit complètement raclé : les matériaux meubles d'une hypothètique altérite initiale et une tranche inconnue de roche saine ont été, sans doute depuis longtemps, entraînés vers les zones périphériques plus basses (Boulton, 1979). Cette tendance prédominante à la dénudation n'est systématique que dans les zones de divergence de la glace : les régions basses plus orientales et septentrionales, où s'est fixée tardivement et momentanément le faîte de l'inlandsis lors des maxima glaciaires (plateaux de Norvège orientale, de Suède centrale et septentrionale, golfe de Bothnie)

sont au contraire caractérisés par de fortes couvertures morainiques (Rudberg, 1970; cf. aussi infra, I, C). En fait, *la position culminante* des modestes calottes actuelles, qui contribue à expliquer l'absence d'apports morainiques extérieurs, se joint à la permanence des régions d'écoulement divergent pour expliquer cette dénudation et l'absence de charge de la glace : cette particularité empêche de tirer de l'étude de ce cas des enseignements sur la dynamique des calottes glaciaires débordant ce domaine et a fortiori sur celle des inlandsis (sans même tenir compte du changement d'échelle).

De même, l'état des surfaces rocheuses récemment libérées, les faibles quantités des matériaux déplacés et la faible charge des glaciers évoquent le caractère surtout hérité (antérieur à la constitution des glaciers actuels) du modelé de raclage. Les glaciers minces développés sur des surfaces déjà nettoyées n'ont sans doute pas les mêmes possibilités de prise en charge des débris et donc d'érosion que ceux qui, lors des premières glaciations, ont pu pendre en charge les matériaux d'un régolite pré-existant, ou que ceux qui, plus épais et sans doute caractérisés par des écoulements plus rapides, ont pu exercer un plucking et un quarrying plus efficaces lors des stades glaciaires (bien que leur base ait alors été plus froide et le glissement plus restreint). En outre, la brièveté des périodes d'évolution à l'air libre explique la faiblesse ou l'absence des phénomènes de gélifraction, malgré l'appartenance momentanée à l'étage périglaciaire ; cela contribue aussi à la nudité actuelle des surfaces rocheuses. La préparation de l'érosion glaciaire par la gélifraction, une forme de "défonçage périglaciaire" (Boyé, 1949; Cailleux, 1952) est donc sans doute peu efficace ici, à l'exception peut-être des périodes de début et de fin des optima thermiques.

Ces considérations dynamiques paraissent suffisantes pour rendre compte des aspects de ce domaine. Le fait que les modelés de roches nues existent sur des formations gneissiques et granito-gneissiques massives comme sur des bandes plus intensément divisées le confirme, alors qu'une désagrégation plus forte caractérise ces mêmes roches sur les plateaux situés en contrebas (cf. infra, p.640)

Après les phases initiales de dénudation, sans doute dès les premières époques d'englacement (Boulton, 1979) , ces hauts plateaux ont donc probablement connu, au fil des interventions alternées de glaciers

tempérés minces et peu actifs et de dômes de glace plus mobile mais à base froide *une érosion limitée* et concentrée dans des secteurs privilégiés (cuvettes de reception à l'amont des émissaires), en dépit de ce que suggèrent l'englacement actuel et la nudité des surfaces rocheuses visibles dans les zones d'oscillation des marges glaciaires.

2. Le rôle des glaces d'inlandsis

Toutes les autres surfaces raclées sont entièrement héritées des glaciations pléistocènes. En dehors de la région précédemment évoquée, elles sont généralement situées en contrebas des bastions culminants Leur répartition géographique (cf. supra, p.589) reflète en grande partie celle des secteurs où la glace des inlandsis est restée mobile sur son lit jusqu'à la déglaciation.

a. des actions de raclage géographiquement limitées sur les plateaux de la façade maritime.

Dans l'archipel des Lofoten Vesterålen, le facteur glaciologique n'efface pas complètement les influences lithologiques ; en effet, les surfaces de roche nue sont mieux caractérisées sur une partie des roches basiques (anorthosites de l'est de Flakstadøy) et sur les paragneiss svécokaréliens que sur les roches mangéritiques et monzonitiques. Il ne s'agit cependant pas d'une règle intangible, ce qui nous a amené à rechercher la répartition de ces surfaces en fonction des dynamiques glaciaires et des conditions climatiques post-glaciaires, puis des facteurs lithologiques pouvant expliquer la faiblesse de la désagrégation.

Les surfaces fortement raclées caractérisent le fjell des parties les plus orientales de la région (plateau chaotique d'orthogneiss du Kaldvågtuva, à l'est de Hamarøy : pl. 5), et les lambeaux de plateau situés au flanc des montagnes de l'archipel, dans les trouées ou à proximité. Dans le premier cas, la situation interne s'est traduite, lors des maxima glaciaires, par un englacement puissant (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur sur un plateau de 400 à 500 m d'altitude); la glace, venue de la région du Tysfjord, n'a été qu'incomplètement canalisée par les ombilics étroits du Sagfjord, de l'Innhavet et du Kaldvågfjord et elle a dû franchir les verrous larges et surbaissés que

constituent les plateaux de Finnøy et du Kaldvågtuva avant de rejoindre vers le NW le Vestfjord et ses ombilics annexes profondément surcreusés au débouché des couloirs qui séparent les collines du nord de Hamarøy. La puissance du raclage, qui caractérise également l'étroit plateau accidenté du Veten (264 m) est donc liée au passage d'un épais courant de glace diffluent depuis le Tysfjord et individualisé au sein de l'inlandsis entre les pics de Hamarøy et ceux du Hatten, plus au NE. Jusqu' au retrait définitif, la glace a sans doute été particulièrement mobile dans cette zone, au voisinage de l'énorme auge du Vestfjord, où l'importance du surcreusement (- 500 m) et la présence de stries sur les bordures (fig. 93) attestent l'intervention de processus de glissement sur le lit.

Les plateaux de l'archipel, tous situés en position beaucoup plus externe, n'ont été englacés que lors des maxima glaciaires. La proximité du front de l'inlandsis weichselien et l'existence possible de nunataks sur la façade externe (chapitre III) impliquent des épaisseurs de glace sans doute modestes sur les surfaces raclées qui, situées entre 250 et 400 m d'altitude ne se trouvent qu'à 5 ou 10 km en arrière de cette façade (fig. 94).

Par delà le dispositif régional de l'écoulement glaciaire évoqué dans le chapitre III, la répartition de ces surfaces est liée aux conditions dynamiques locales, ce qui nous amène à préciser les caractères et les limites des actions glaciaires sur les reliefs. Quelques unes des surfaces nues bordent immédiatement le Vestfjord : il s'agit surtout du plateau oriental de Flakstadøy, qui a sans doute été balayé par la bordure du courant de glace qui se dirigeait vers le SW, et par la glace qui transfluait vers l'ouest, en direction du Flakstapollen (pl. 1), sans pouvoir utiliser de percée convenablement orientée (celles du Nusfjord et de Napp sont presque perpendiculaires par rapport aux courants centrifuges de l'inlandsis). Des stries EW conservées sur les verrous anorthositiques qui retiennent un petit lac à l'est de Kilan, et la dissymétrie de ces croupes - également liée au dispositif structural, il est vrai: ph. 9 - attestent un tel mouvement. En revanche, sur l'étroit plateau central du lobe de Sund, les formes de raclage, particulièrement fraîches sur les paragneiss quartzo-feldspathiques, attestent par leur dissymétrie un mouvement de glace locale diffluant depuis le Selfjord et le gouttière du Sundstrøm vers le Skjelfjord et

et le Vestfjord (pl. 1 et ph. 6).

Sur Vestvågøy, de nombreux cols et couloirs ont permis la transfluence de la glace débordant du Vestfjord à travers la cloison montagneuse du SE. Les surfaces raclées se situent sur les bordures ou au débouché de ces trouées, et le long du couloir de Borge-Leknes, en contrebas de pics qui ont contribué à une certaine canalisation de la glace jusqu'aux altitudes relativement élevées de la surface principale. Ainsi s'expliquent les étroites surfaces rocheuses chaotiques qui encadrent le Skifjord et le col de Hage (Hageskaret); entre ce col et le plateau sommital chaotique du Justadheia, les orthogneiss monzonitiques massifs conservent un modelé de roches moutonnées dont la dissymétrie systématique atteste un mouvement de la glace d'E en W (fig. 109). Ces modelés sont moins nets autour des cols situés au NW du Rålsfjord et de Valberg, sur les plateaux que la glace devait franchir avant de s'étaler, de diverger ou de descendre vers les vallons tributaires du couloir de Borge-Leknes (têtes du Kartfjord et du Kjønndal, Varfjell , Hellfjell). De même, les rebords de ce couloir portent les marques d'un puissant raclage : sur les roches basiques au nord de Borge (pl. 2), ainsi que sur les mangérites du secteur de Nykmarken-Farstad et du bas plateau du Holandsmælen (ph. 78), les roches moutonnées indiquent un mouvement de la glace vers l'ouest. Il est vrai que ces derniers secteurs, emboîtés dans le plateau principal, appartiennent déjà au domaine des formes de dissection,plus propice à la canalisation de la glace.

Le plateau central de Hadseløy et les plateaux méridionaux du lobe de Sortland (Langøy), où la roche affleure beaucoup moins largement, malgré des traces incontestables de raclage(topographies bosselées à cuvettes surcreusées, pointements rocheux : fig. 20) sont dans une situation analogue, sur la marge des puissants courants de glace qui débordaient du Hadselfjord et du Børøsund.

Bien que la glace ait probablement été présente sur tous les plateaux lors du maximum weichselien, il n'est pas possible d'attribuer ce raclage, qui implique une glace mobile et assez épaisse à ce maximum plutôt qu'à un maximum antérieur accompagné d'un englacement plus puissant. Sans préjuger des autres facteurs conditionnant les différences d'altération, on peut simplement remarquer que les modelés de raclage frais sont rares; on ne les rencontre que sur le trajet des courants

émis depuis le Vestfjord, le Hadselfjord et les montagnes occidentales (Moskenesøy - Flakstadøy), mais jusque sur des roches qui ailleurs présentent les marques d'une forte altération superficielle, voire des régolites épais (paragneiss quartzo-feldspathiques de Flakstadøy, orthogneiss monzonitiques du Justadheia). A cette rareté s'ajoute la faible abondance du matériel morainique. Il s'agit de blocs épars, parfois énormes (col de transfluence du Slydal, sur Vestvågøy) dont la nature, analogue à celle du subtratum, indique un transport peu important (plateau oriental de Flakstadøy, Justadheia, bas plateau du Holandsmælen pl. 2 et ph. 78).

Les limites géographiques des parties du fjell inconstestablement marquées par les glaciers sont nettes, et elles reflètent probablement des différences de dynamiques glaciaires lors des maxima plus que les limites mêmes de l'englacement (cf. supra, chapitre III). Mis à part des couloirs de fractures et des blocs délogés fortement altérés, les topographies douces qui surmontent la surface principale des Lofoten ne présentent aucun modelé de raclage net (par exemple : Blåtind ph. 91): l'épaisseur, la mobilité et la charge de la glace lors de la dernière glaciation y sont sans doute restées insuffisantes pour l'intervention du processus d'abrasion. La même remarque vaut pour les lambeaux de plateaux situés sur la façade externe, du nord de Moskenesøy à l'ouest de Langøy (Bøvetta) en passant par les éperons des lobes d'Eggum (Klevheia), de Kvalnes (pl. 2) et du NW d'Austvågøy (Delpaksla). Les effets de la situation périphérique (faiblesse des épaisseurs et de la mobilité de la glace,déjà marquée sur les plateaux des parties internes de l'archipel en dehors des zones de transfluence) sont accentués sur cette façade, dont les plateaux se situent en outre à l'abri de pics ayant pu constituer des nunataks ; les seules marques de raclage que nous ayons relevées sont situées plus bas, à 220 m d'altitude, sur le col évasé qui sépare les croupes arrondies du Hornet et du Møntind (N de Flakstadøy), entre le large cirque complexe de Myrland et les hautes parois qui le tranchent au-dessus du strandflat, à l'ouest (fig. 112). Ces observations suggèrent que les phénomènes d'érosion liés au dernier maximum glaciaire ont été limités, et géographiquement restreints.

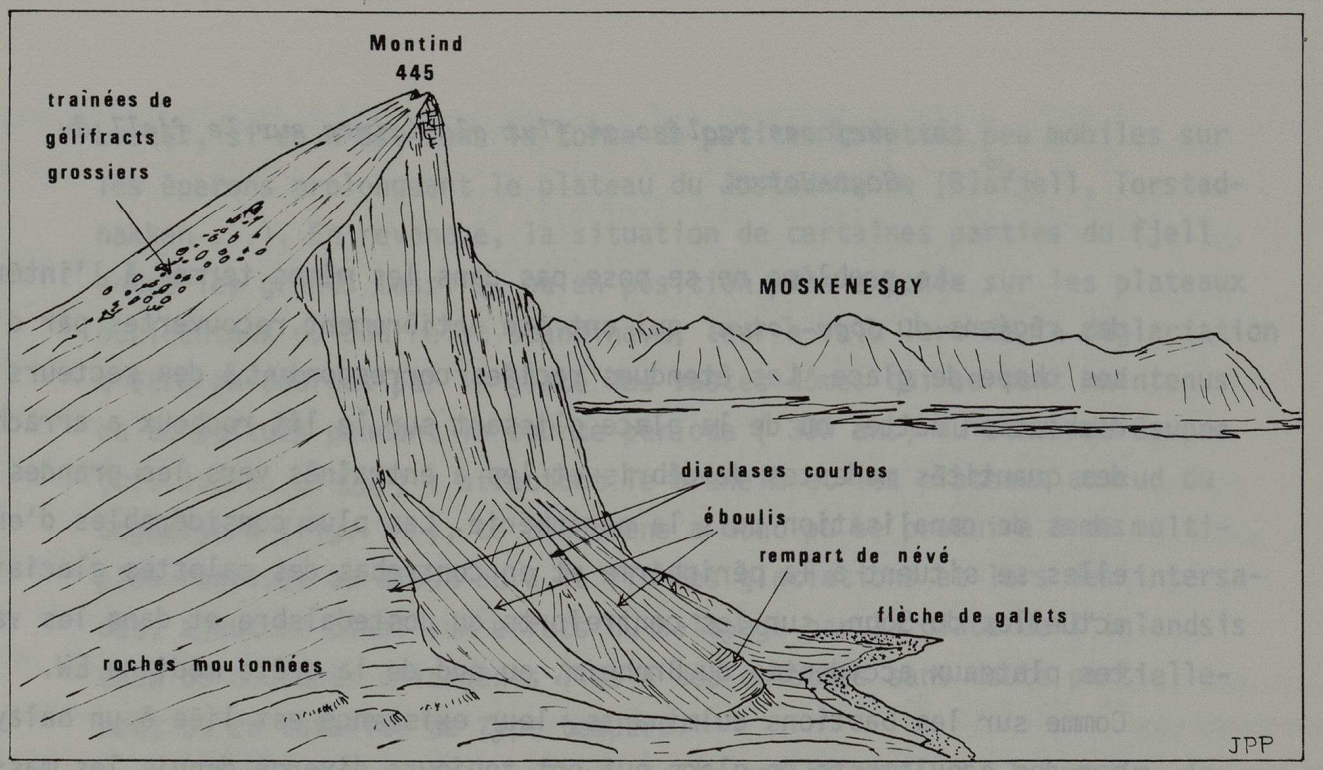


Figure 112 : Le Møntind (Flakstadøy), vu vers le SW depuis les premières pente du Hornet au-dessus du col (220 m). Le col est marqué par le passage de la glace venue de l'ouest, tandis que la paroi et son pied présentent les marques d'une active évolution périglaciaire littorale.

b. surfaces raclées et flux glaciaires sur le fjell du Sogn-Jotun.

Le problème ne se pose pas dans les mêmes termes à l'intérieur des régions du *Sogn-Jotun*, qui ont été entièrement recouvertes par d'épaisses chapes de glace. Les étendues raclées correspondent à des secteurs d'ablation nette, où de la glace glissant sur le lit rocheux a arraché des quantités modestes de débris et les a entraînés vers les grandes zones de canalisation puis la périphérie. Les plus considérables d'entre elles se situent à la périphérie et en contrebas des calottes glaciaires actuelles du Sogn, sur les contreforts du Jostedalsbre et dans les vastes plateaux accidentés du Breheim, au sud de la crête médiane EW. Comme sur les bastions culminants, leur existence est liée à un balayage par des écoulements de glace qui ont toujours divergé depuis les massifs culminants, quelles que soient les phases des glaciations, et ce jusqu'à ce que la remontée des limites climatiques fasse disparaître la glace de plateau amincie et devenue morte (chapitre III). La netteté et la fraîcheur des modelés de raclage (roches moutonnées, polis glaciaires, etc.), jusque sur les flancs des bastions culminants (ph. 30) impliquent des épaisseurs et des vitesses restées considérables sur les interfluves, malgré la profondeur et la densité du réseau de vallées. Cette observation recoupe les résultats de l'analyse des directions de stries menées dans les vallées du SE du Jostedalsbre (Sogndalsdal : cf. supra, p.519) et qui ont montré l'indépendance partielle de cet écoulement de glace par rapport au relief jusqu'aux abords des grands fjords, probablement jusqu'à la fin du Dryas récent. La moraine de fond étant aussi peu abondante que sur les hautes surfaces, on peut penser que cette glace, sans doute de plus en plus rapide aux abords du Sognefjord (d'où le fort raclage des surfaces composant la haute cuvette de Kaupanger) était peu chargée ; elle le devait à la faiblesse des apports depuis l'amont, ainsi qu'à son établissement sur des surfaces déjà fortement raclées lors des glaciations antérieures. Dans le SE du Jostedalsbre, il s'agit en outre d'interfluves assez étroits et élevés, plus susceptibles de fournir des débris que d'en recevoir. Ces surfaces accidentées, qui ne comportent qu'un étroit gradin élevé (1400-1500 m) au-dessus des topographies plus basses et défoncées de la haute cuvette de Kaupanger (pl. 6) n'ont pas connu d'englacement après l'interstade de

Luster, si ce n'est sous la forme de petites calottes peu mobiles sur les éperons prolongeant le plateau du Jostedalsbre (Blåfjell, Torstadnakken ...). En revanche, la situation de certaines parties du fjell entre les grands massifs, ou en position plus exposée sur les plateaux occidentaux du bourrelet scandinave, leur a valu lors de la déglaciation d'être parcourues par la glace des vastes dômes qui se sont maintenus ou constitués pendant la courte période (300 ans) du stade de Gaupne (cf. supra, p. 556) ; affectant le Breheim et les plateaux au sud du Sognefjord (fig. 96), ce phénomène a donc pu se produire à de multiples reprises au début ou à la fin des glaciations et lors des intersades, ajoutant ainsi aux effets du balayage par la glace de l'inlandsis ceux de courants divergents liés à des calottes sans doute partiellement ou en totalité de type tempéré.

Parmi les plateaux situés à l'ouest et au SW du Jotunheim, le Sognefjell partage l'évolution du Breheim. Cette haute surface raclée est restée parcourue jusqu'à sa déglaciation complète (fin du stade de Gaupne) par la glace s'écoulant vers l'ouest (Fantestein) ou vers le SW (Skålavatn), depuis le Jotunheim, parallèlement au système de crêtes et de sillons monoclinaux (pl. 7). Les plateaux plus occidentaux et méridionaux, au SW des Hurrungane et autour des branches internes du Sognefjord, ont été libérés plus tôt, après avoir été parcourus vers l'ouest par les glaces issues du Jotunheim et de la zone faîtière de l'inlandsis. Ces glaces, qui n'ont mobilisé que de faibles quantités de moraine de fond, n'ont cependant apporté que peu de matériel morainique depuis le Jotunheim, même sur le Sognefjell et autour des pics de la bordure SW des gneiss à pyroxènes (Fannaråki-Hurrungane: ph. 48 ; plateaux entre Utladal et le lac Tyin). Ceux-ci ne semblent pas avoir connu au cours de la déglaciation, de puissantes phases de glaciation de montagne débordant sur les plateaux et qui auraient permis l'entraînement de débris depuis les parois des cirques et des vallées. La moraine de fond, qui se concentre dans les amples dépressions des plateaux entre le Lustrafjord et Årdalsfjord Lustrafjord est plus abondante sur les plateaux de la haute cuvette de Kaupanger. Il s'agit d'un voile discontinu revêtant les bas de versants, et de paquets garnissant les creux ; il résulte du piégeage d'une partie du matériel transitant depuis les massifs vers le Sognefjord (matériel gneissique sur les plateaux au NW du Sogndalsfjord, anorthositique à l'est et au SE de ce

fjord). C'est sa présence qui explique la relative importance du couvert forestier sur les plateaux les moins élevés de la péninsule de Kaupanger (massif des Gråbrørne, Storhaugfjell, ph. 63).

A l'intérieur même du Jotunheim, la rareté des étendues de fjell dénudées est partiellement liée à la configuration morphostructurale. Pratiquement absentes au niveau des surfaces culminantes, elles caractérisent surtout les topographies plus basses, qui ont donc été parcourues par des glaces plus épaisses et plus mobiles. La surface du Sogn n'y est représentée que sur la périphérie immédiate des montagnes de gneiss à pyroxènes, spécialement au sud où la glace accumulée dans la vaste cuvette du lac Tyin a divergé vers le Sognefjord à l'ouest et vers les plateaux du Valdres à l'est. Ces puissants courants ont largement débordé des axes de canalisation que constituent les auges du Tyadal, de Bygdin et le lac Tyin, en balayant la large portion défoncée de la surface principale du Sogn qui sépare les montagnes du nord des lambeaux de hauts plateaux du sud . Le défonçage et le raclage de la surface du Sogn dans le Jotunheim méridional sont eux aussi liés à des écoulements rapides de glace épaisse lors de toutes les phases des glaciations, selon un mouvement d'ensemble vers l'ouest, depuis le faîte glaciaire calé sur les hauts plateaux orientaux, en direction des fjords et de la façade maritime (cf. chapitre 3, p. 518).

La moindre étendue des surfaces rocheuses nues *au nord et à l'est du Jotunheim* est liée à des conditions différentes d'écoulement de la glace vers l'intérieur. Elles se localisent principalement sur le plancher des couloirs intramontagnards, autour des grandes auges (Bøverdal: ph. 27 et 31; plateau et crêts quartzitiques (sud du Vågåvatn : Ekleseter). Les sillons monoclinaux sont fréquemment garnis de moraine de fond. Dans le Bøverdal, les stries conservées sur les roches moutonnées indiquent un écoulement de glace longitudinal (par exemple à Raudbergstulen, pl. 7). Il est vrai que ces formes de raclage sont surtout nettes sur les plus bas des replats; il s'agit en fait, même pour ce couloir large de plusieurs km et pour ses parties les plus hautes, vers 1400 m, d'un secteur de transition avec les formes de dissection proprement dites, où une relative canalisation entre les grands massifs a pu assurer un puissant balayage par la glace. En dehors des rebords d'auges et des reliefs souvent étroits qui surmontent ces surfaces, le matériel morainique est plus abondant que dans le Sogn; certaines parties des cou-

loirs périphériques du Jotunheim s'apparentent même aux surfaces couvertes de moraine qui prennent plus d'extension au nord et à l'est. Cette relative abondance peut être due à une exportation difficile des débris; en dehors des débuts de glaciation, la glace n'a pu s'écouler que lentement vers le nord à travers les plateaux de Skjåk-Lesja, en l'absence des énormes et multiples entailles qui, dans le Sogn, ont favorisé l'accélération des courants de glace et l'entraînement généralisé des débris dans les vallées (Rudberg, 1970). La répartition des surfaces nues est donc ici beaucoup moins liée aux caractères régionaux des dynamiques glaciaires qu'aux *conditions locales d'écoulement* à la base de l'inlandsis (phénomènes de surpression et d'accélération locales du flux entraînant le raclage des faces amont et des sommets des aspérités, telles que les crêtes monoclinales - ici parallèles aux courants de glace -, délogement de blocssur les faces aval, concentration des flux de glace et des débris dans les dépressions voisines:"streaming", Boulton, 1979). Nous y ajouterons plus loin celles de la déglaciation et celles de la dénudation post-glaciaire des aspérités et des grandes ruptures de pente. On note ici l'influence, sans doute croissante au fil des glaciations, d'une topographie irrégulière à l'échelle décamétrique, voire hectométrique, et qui a été elle-même exagérée, sinon créée par l'érosion glaciaire.

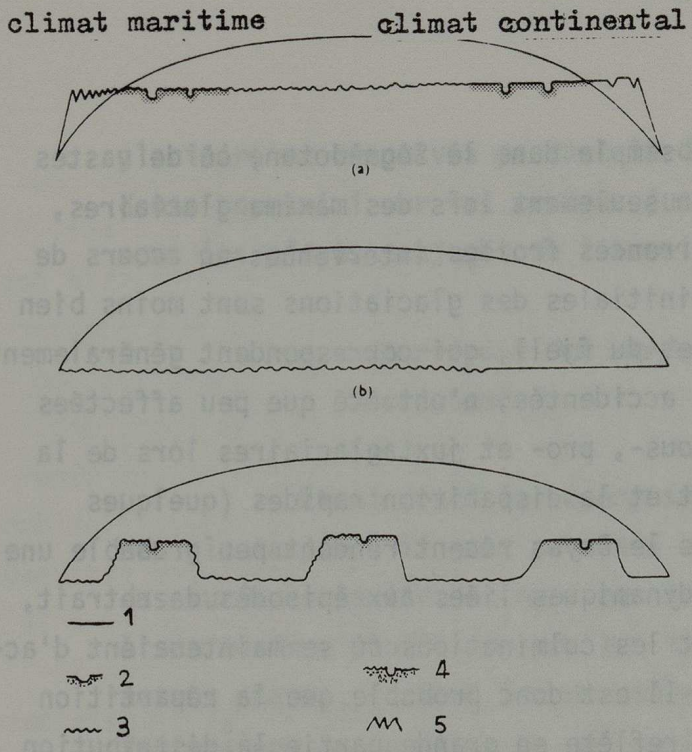
Le même dispositif prévaut sur les plateaux qui s'étendent à l'est, au pied du Jotunheim ; seules les sommets des croupes de quartzites et de conglomérats qui se situent au débouché de l'auge de Bygdin et celles qui surmontent la surface du Valdres entre 1200 et 1300 m au sud du lac Vinstra (Olefjell, ph. 54) sont dépourvues de manteau morainique et portent des roches moutonnées. En revanche, les reliefs plus élevés, et couverts de blocs, qui jalonnent le front de la nappe du Jotun (Austhø, 1589m, Okskampen, 1507 m) témoignent d'un faible raclage; la glace y est restée moins mobile lors des maxima, et les sommets ont été épargnés par les glaces de la récurrence froide du Pré-Boréal. Les parties des plateaux orientaux qui correspondent aux fenêtres gneissiques de Beito et surtout de Vang se distinguent par leur modelé chaotique et en partie rocheux (ph. 53) de celui, plus doux et plus complètement empâté, des plateaux de micaschistes environnants; il est vrai qu'à la différence structurale s'ajoute la situation légèrement encaissée au débouché de courants de glace restés individualisés lors du maximum

glaciaire et réactivés pendant la déglaciation. Ce balayage s'est sans doute poursuivi sur les croupes jusqu'à la disparition des glaciers, sous les effets conjugés de l'érosion glaciaire et des eaux de fonte.

c. répartition des surfaces raclées et zonation dynamique des inlandsis.

Etant donné la superposition des effets des diverses phases des glaciations, il peut paraître hasardeux d'expliquer la répartition des surfaces raclées et nues par la zonation dynamique de l'inlandsis à son maximum plutôt que par les types de dynamiques caractérisant les autres phases, surtout les dernières. Dans l'archipel des Lofoten-Vesterålen, la position de ces surfaces implique un ennoyage plus ou moins complet des reliefs, et donc un englacement ne pouvant être inférieur à celui du maximum weichselien ; cette observation suggère que dans cette région au moins, et dans les secteurs de relative canalisation, la glace de la périphérie de l'inlandsis a pu glisser sur son lit et que sa base s'est donc trouvée *proche du point de fusion* (Boulton, 1974, 1979; Sugden, 1974 ; Sugden et John, 1976). Compte tenu de rareté du matériel morainique et donc des outils d'abrasion laissés par la dernière glaciation sur ces plateaux rocheux, on peut penser que les modelés d'abrasion sont en partie hérités des glaciations antérieures qui ont progressivement évacué un matériel meuble initialement plus abondant ; c'est ce que pourrait confirmer la rareté des formes fraîches (indépendamment des effets de l'altération superficielle post-glaciaire, qui seront évoqués plus loin, p. 651). L'existence de glace de type tempéré sur les reliefs de cette zone périphérique - et donc sous de faibles épaisseurs, en dehors des axes de canalisation et de vélocité maximale - ne peut être liée qu'à des températures superficielles peu rigoureuses sur les franges occidentales des inlandsis, celles-là mêmes qui ont permis la préservation d'un environnement de type toundra sur les rares terres non englacées de la façade maritime (Andøy, cf. supra, p.504). Cela confirme les observations réalisées sur le reste de la façade scandinave et dans les autres régions de haute latitude :"In a maritime climatic environment,the interfluves may be subject to areal scouring, as in western Norway, western Scotland and parts of western Greenland"(Sugden et John, 1976, p. 200).

Le problème est moins simple dans le Sogn-Jotun, où de vastes régions ont été englacées non seulement lors des maxima glaciaires, mais aussi au cours des récurrences froides intervenues au cours de la déglaciation (les phases initiales des glaciations sont moins bien connues). Les surfaces raclées du fjell, qui correspondent généralement à des interfluves étroits et accidentés, n'ont été que peu affectées par les écoulements d'eaux sous-, pro- et juxtaglaciaires lors de la déglaciation. Le morcellement et la disparition rapides (quelques siècles) de l'inlandsis après le Dryas récent rendent peu probable une intervention importante des dynamiques liées aux épisodes de retrait, si ce n'est sous les dômes et les culminations où se maintenaient d'actifs écoulements divergents. Il est donc probable que la répartition des surfaces nues et raclées reflète en grande partie la distribution des dynamiques sous l'inlandsis proprement dit, avant le début de son morcellement (ce qui rejoint les observations et les schémas théoriques de Sugden, 1974; fig. 113). Leur localisation préférentielle dans les régions du Sogn, à l'ouest de la ligne de partage des eaux et du faîte de l'inlandsis, aux abords des grandes entailles affluentes du Sognefjord, paraît être liée avant tout à la convergence, au sein de l'inlandsis, des glaces issues de deux puissants centres de glaciation autonomes. En effet, dans ces secteurs d'accélération des flux, un glissement basal permis par l'échauffement sous l'effet de la vitesse, ou encore un fluage de glace froide concentré dans une zone de cisaillement très proche du lit, également sous l'effet de la vitesse (Birot, 1981) rendent mieux compte de ce phénomène que ne le font le gradient thermique propre aux inlandsis (l'épaisseur n'est très importante que dans les auges), compte tenu de températures superficielles probablement basses (fig. 114). L'importance des phénomènes de raclage sur le plancher du couloir du Bøverdal est sans doute liée au même phénomène, de même que celle que nous avons remarquée au sud du Jotunheim des gneiss à pyroxènes (où l'on peut cependant tenir compte également du passage de glaces moins froides lors de puissantes phases de glaciation de montagne comme celle du Pré-Boréal). Remarquons à l'inverse que la rareté ou l'absence des modelés de raclage sur le fjell du Jotunheim et sur les plateaux qui s'étendent plus à l'est, correspondent dans le premier cas à une une zone élevée de divergence, et dans le second à l'emplacement de la zone faîtière principale de l'inlandsis ; la glace



1: peu ou pas de marques d'érosion

2: érosion linéaire sélective

3: raclage aréolaire

4: raclage aérolaire et érosion linéaire

5: modelé alpin

Figure 113 : Schéma théorique de la zonation dynamique sous les inlandsis, sur un relief de hauts plateaux (a), sur une région basse (b) et sur un continent au relief accidenté (c). D'après Sugden et John (1976).

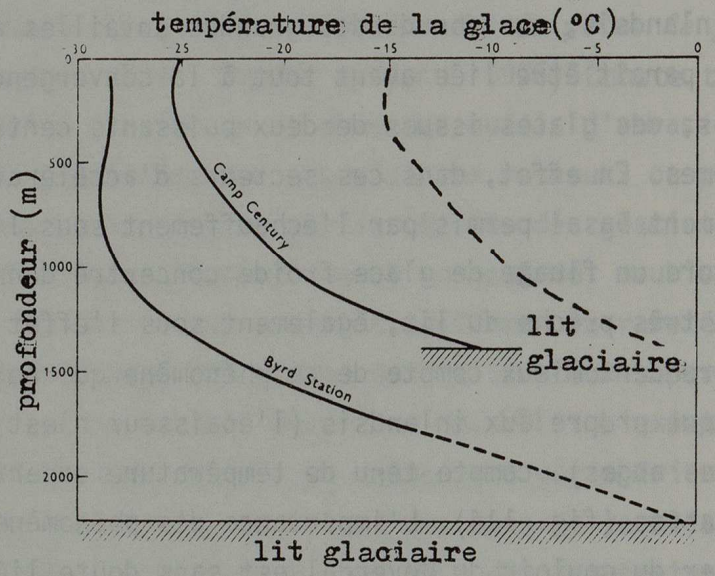


Figure 114 : Courbes des variations thermiques dans les inlandsis antarctique (Byrd Station) et groenlandais (Camp Century); d'après Sugden et John (1976).

En tiretés: courbe hypothétique pour l'inlandsis weichselien, établie à partir de l'extrapolation des températures régnant au début du Tardiglaciaire à 2 000 m d'altitude dans le Jotuheim; les températures ont sans doute été plus basses lors du maximum weichselien. La glace a probablement possédé une base froide sur les plateaux de la surface principale du Sogn et au-dessus.

y est pratiquement restée stagnante après les phases initiales d'étalement des glaces de montagne, conservant ainsi une base froide et peu mobile. Dans ce cas, les langues de glace à base tempérée qui se sont réinstallées temporairement au Pré-Boréal en débordant du lac Vinstra ou de l'Øystre-Slidre ont pu contribuer au raclage de certains interfluves bas (Olefjell...), mais ce phénomène paraît subordonné par rapport à la tendance dominante au remaniement et au dépôt de matériaux meubles qui caractérise toute cette région.

Les schémas théoriques de la zonation dynamique au sein des inlandsis rendent donc partiellement compte de la distribution des surfaces raclées. Mais le fait que de vastes glaciers à base tempérée aient pu également laisser des modelés à couverture meuble dominante montre que cette reconstitution dynamique reste insuffisante pour notre propos. On retrouve ici la distinction établie par Boulton(1979) entre les glaciers reposant sur un substratum rocheux et ceux qui recouvrent des matériaux meubles. Dans le premier cas - celui qui nous intéresse ici - le glissement ou le cisaillement basaux affectent directement la surface de roche cohérente en entraînant rapidement au loin des débris peu abondants arrachés au substratum ; ceux-ci constituent les outils de l'abrasion. Cette situation est différente de celle qui prévaut dans les secteurs pourvus d'une couverture meuble, où le mouvement basal se fait essentiellement par déformation au sein même de la couverture. L'efficacité de cette érosion, que nous avons estimée d'après les traces essentiellement liées au dernier maximum glaciaire et localement à une brève récurrence d'âge Pré-Boréal, implique donc une dénudation des surfaces rocheuses antérieure à ce maximum. Elle peut être liée aux actions s'exerçant en début de glaciation ou d'interstade, encore qu'il soit difficile d'évaluer ce qui dans l'englacement des plateaux revient à la formation sur place de glace peu mobile, à l'étalement de glace depuis les bastions culminants ou au débordement à partir des grandes auges. On peut surtout y voir les effets cumulés de ces actions et de toutes celles qui ont correspondu aux variations climatiques quaternaires, avec une érosion croissante sur des surfaces de plus en plus dénudées. L'extension actuelle de ces surfaces est donc l'aboutissement d'un long processus dont les dernières phases ont pu être les plus efficaces. Mais dans ces conditions, le contrôle lithologique sur l'efficacité de l'érosion glaciaire est devenu croissant (Boulton, 1974), surtout en fonction des propriétés mécaniques des roches. Ainsi peut

s'expliquer l'accroissement de la rugosité du relief de détail dans les régions de fjell dénudée. L'essentiel de la morphologie de détail tourmentée et de l'érosion différentielle qu'elle traduit serait donc bien dû au travail des glaciers.

Aux facteurs glaciaires de la distribution et de la morphologie des surfaces de roche nue s'ajoutent les conditions expliquant que la désagrégation et la fourniture de débris soient faibles. Nous avons vu que l'absence de couverture morainique continue traduit plus une exportation aisée des débris sur les surfaces rocheuses une fois la dénudation effectuée que des différences d'aptitude du substratum à fournir des débris, même au cas où ceux-ci auraient constitué au début des premières glaciations des manteaux aussi épais que dans les régions actuellement couvertes. La répétition de dynamiques glaciaires actives a provoqué le dénudation de ces secteurs engendrant ainsi une modification de l'action de la glace sur son lit et l'intervention directe d'une érosion différentielle mécanique ; dès lors, la rareté (généralisée) des débris ne peut donc pas constituer un indice sur la plus ou moins grande fragilité du substratum. Cependant, la faiblesse de la désagrégation post-glaciaire explique aussi la nudité de ces surfaces et explique le contraste avec les domaines couverts; ce phénomène est aussi partiellemnt lié aux conditions d'intervention de la météorisation sur des surfaces rocheuses nues, avec de fortes nunaces selon le relief de détail laissé par les glaciers.

D. Une attaque des roches faible et géographiquement limitée

Par définition, les surfaces rocheuses du fjell ne portent que peu de débris. Le raclage glaciaire étant responsable de leur dénudation, les processus de désagrégation que l'on observe sont tous post-glaciaires, à l'exception des phénomènes inachevés de délogement et d'arrachement qui caractérisent la plupart des surfaces évacuées par la glace. Rendre compte de la faiblesse de la désagrégation et de son inégalité au sein du domaine considéré revient à distinguer les facteurs géographiques, topographiques et lithologiques d'une évolution qui contribue à opposer les surfaces rocheuses du fjell aux étendues couvertes. Il s'agit donc de définir dans quelle mesure la faiblesse de la désagrégation post-

glaciaire est liée aux conditions morphoclimatiques ou à l'état des surfaces laissées par les glaciers, mais aussi de cerner la signification de la désagrégation différentielle par rapport aux grands dispositifs morphostructuraux.

Les phénomènes de météorisation, qui ont inégalement modifié l'état des affleurements rocheux, peuvent être rangés en deux catégories ; pour une part, celles-ci traduisent l'intervention de mécanismes différents. On peut en effet distinguer *une production peu abondante de débris grossiers* - blocs, cailloux - *d'une altération superficielle* plus répandue qui, dans quelques cas passe à une désagrégation granulaire importante, mais localisée. Dans le premier cas, la macrogélifraction est le principal agent ; dans le second, qui correspond à ce que R.Dahl (1966) a appelé "micro-météorisation", la désagrégation est moins spécifiquement liée à l'intervention du gel, puiqu'elle est aussi le résultat de phénomènes chimiques tels que l'hydrolyse et la dissolution.

1. Une macro-désagrégation peu significative

a. Décohésion sous-glaciaire et décohésion consécutive à la déglaciation.

Sur les roches sensibles au quarrying et au plucking, il n'est pas toujours aisé de distinguer les marques de fragmentation postglaciaire de celles de processus inachevés de délogement ou d'arrachement glaciaires. Soulignant des réseaux de diaclases inégalement serrés ou des débits en bancs d'épaisseur métrique ou décimétrique (roches intrusives, comme les anorthosites de Flakstadøy ; gneiss, quartzites), ces marques se situent surtout sur les ressauts et les corniches dominant les couloirs et les dépressions. Des blocs à demi décollés, ou arrachés le long de diaclases subverticales ou obliques, reposent sur des vires ou sur d'étroits replats irréguliers correspondant à des diaclases sub-horizontales ou à des joints tectoniques peu inclinés (ph. 97). Ce modelé existe de préférence sur les faces tournées vers l'aval-glacier. On peut y rattacher les blocs qui encombrent les encoignures: ils correspondent au débitage inachevé de bancs inclinés reposant sur d'autres bancs massifs (ph. 6 et 95), et plus rarement à celui de dalles d'exfoliation.

En dehors de ces phénomènes largement représentés et directement liés à la dynamique glaciaire passée, il existe de multiples traces de décohésion où l'intervention du gel paraît mineure ou absente. Parmi celles-ci, nous rangeons les éboulements de surplombs et de corniches fréquents dans les systèmes monoclinaux de roches litées et feuilletées, surtout dans le front des crêtes quartzitiques, par exemple au pied du Bitihorn (ph. 52) et sur le plateau du Heklefjell (ph. 54). Compte tenu de la modestie des reliefs concernés et du nettoyage glaciaire poussé de beaucoup de corniches, les débris produits de cette façon sont toujours peu abondants (traînées ou paquets épars de quelques m3 ou dizaines de m3 de blocs et de cailloux) et localisés au pied de cicatrices d'inégale fraîcheur (le phénomène semble être encore actuel, dans le Valdres par exemple). Ils sont plus rares sur les ressauts massifs, souvent bombés, des roches peu orientées et peu diaclasées. Nous avons déjà eu l'occasion de mentionner la rareté des phénomènes de décompression dans le domaine du fjell, liée à des épaisseurs de glace moindres que dans les vallées et à la faible hauteur des abrupts (Godard, 1979); ils ne participent donc guère à la décohésion post-glaciaire, même sur les flancs des dômes d'anorthosite de Flakstadøy, nus jusqu'à leur base (ph. 9).

b. un domaine de macrogélifraction limitée

L'essentiel de la désagrégation en éléments grossiers sur les surfaces rocheuses est donc principalement lié à *l'intervention de la macrogélifraction* (qui dans les cas précités - les éboulements surtout - peut également jouer un rôle). Actuel ou hérité des périodes plus froides succédant immédiatement à la déglaciation, ce processus d'utilisation des réseaux de diaclases, de fractures et de joints par le gel (Tricart et Cailleux, 1967; Birot, 1981) n'a cependant pu intervenir que pendant une période assez brève ; ce facteur est probablement très important pour expliquer la faible fourniture de débris.

En fonction des grands traits climatiques exposés dans le chapitre 3, on peut se rendre compte que la gamme d'altitudes dans laquelle se situent les surfaces rocheuses nues ou peu couvertes les place actuellement *dans le domaine tempéré frais ou dans les parties inférieures de l'étage périglaciaire* (surface principale du Sogn et les rares étendues rocheuses qui la surmontent). Il ne s'agit donc pas des parties du fjell

susceptibles de subir les phénomènes de gélifraction les plus intenses. Cependant, sur les plateaux des Lofoten-Vesterålen, la relative modération du gel (minima moyens de l'ordre de - 5° à - 6°C à 300-400 m d'altitude en février) s'accompagne, nous l'avons vu, d'une grande fréquence des cycles de gel-dégel, surtout lors des saisons intermédiaires, au moment où les conditions d'imbibition des roches sont les plus favorables et où le manteau neigeux est plus instable (printemps avril-mai). Sur les plateaux du Sogn-Jotun, le gel est plus intense et les ondes de gel pénètrent plus profondément, mais les cycles gel-dégel sont moins fréquents et leur effet est contrarié par une couverture neigeuse durable, qui persiste tardivement au cours du printemps (chapitre III).

Ces actions n'ont pu s'exercer que brièvement, après le retrait de glaciers qui pour l'essentiel ont fait table rase des formations meubles in situ : 13 000 à 15 000 ans pour les plateaux des Lofoten-Vesterålen, 9000 à 9500 ans ou moins pour ceux du Sogn-Jotun. En outre, les brèves et fréquentes oscillations climatiques tardiglaciaires et holocènes ont entraîné de grandes variations dans l'efficacité des agents de la météorisation, et elles ont même pu affecter la continuité de leur intervention. Les conditions bioclimatiques de type actuel n'ont régné que pendant une durée limitée (environ 3000 ans) après une période d'optimum thermique qui, dans les régions du Sogn-Jotun tardivement libérées par la glace, représente l'essentiel de l'évolution postglaciaire. Dans le Sogn intérieur, ce sont paradoxalement les parties les plus basses du fjell qui, libérées les premières et épargnées par les réavancées glaciaires du Pré-Boréal, ont pu connaître, pour de brèves périodes il est vrai, des conditions rigoureuses; celles-ci n'ont à l'heure actuelle d'équivalent que 300 à 500 m au-dessus, c'est à dire au voisinage de la limite supérieure du domaine. Au contraire, le fjell des Lofoten-Vesterålen a subi pendant 3000 à 4000 ans, au cours du Tardiglaciaire, des conditions beaucoup plus rigoureuses que les actuelles, et il a incontestablement appartenu au domaine périglaciaire, avec une isotherme annuelle de 0°C encore située lors du Dryas ancien et du Dryas récent entre 300 et 400 m d'altitude (chapitre III).

Cependant, même dans ce cas, les phénomènes de fragmentation sont restés assez limités et très inégalement répartis ; la principale raison en est *l'état des surfaces libérées par la glace*. Aux topographies chaotiques correspondent de multiples différences dans les conditions d'ennei-

gement, d'insolation, d'imbibition par l'eau, et donc dans les possibilités locales de macrogélifraction (qui reproduisent assez bien l'inégale sensibilité à l'érosion différentielle glaciaire).

En règle générale, les pointements rocheux, croupes, sommets et corniches de crêts, roches moutonnées sont les plus pauvres en marques de désagrégation. Non seulement, ils correspondent aux roches les moins diaclasées, fracturées ou jointées, mais de plus, ils doivent à leur position en relief, à la raideur de leurs flancs et au polissage des roches moutonnées les plus mauvaises conditions de séjour de l'eau; ils sont les premiers déneigés, ce qui leur assure probablement un plus grand nombre de cycles gel-dégel, mais ceux-ci restent inefficaces en l'absence d'eau. Aussi considérons nous comme exceptionnel le cas de macrogélifraction d'un dyke de pyroxénite que nous avons relevé à la surface d'une roche moutonnée du plateau anorthositique de Flakstadøy, à 160 m d'altitude (ph. 101) ; il est vrai que la surface de la roche moutonnée coïncide exactement avec une des faces de ce dyke, et que les fissures orthogonales de celui-ci ont déjà pu être ouvertes sous l'effet de la traction glaciaire. De plus, la présence de lichens noirs et humides sous les pavés en cours de détachement montre que l'eau est susceptible de circuler et de stagner dans un vide correpondant à la face inférieure du filon légèrement décollé de son encaissant ; le gel hivernal de cette eau peut donc être un agent efficace de la décohésion.

C'est également aux Iles Lofoten que nous avons relevé d'autres cas d'attaque poussée de pointement rocheux sous le seul effet du gel. Ces cas ont été relevés entre 150 et 350 m d'altitude, essentiellement sur les plateaux de paragneiss rubanés de Vestvågøy, sur des passées particulièrement divisées. Sur les croupes rocheuses du Justadheia, au-dessus de 280 m d'altitude (pl. 11 et ph. 102), les pointements, mais aussi d'anciennes échines surbaissées sont marqués par un débitage poussé en blocs, en cailloux et en plaquettes ; ces matériaux souvent légèrement émoussés par l'altération superficielle résultent de l'utilisation d'un système de joints parallèles, espacés de 1 à 15 cm, inclinés à 80° NW et indépendants de la foliation minérale, et d'un réseau de diaclases subverticales serrées (8 à 20 par m). Les rochers sont réduits en plaquettes séparées par des vides de plusieurs cm et encore enracinées dans la roche (ph. 102); au pied de ces chicots de quelques



Photo 102. Gélifraction des gneiss du Justadheia (Vestvågøy ; altitude : 300 m). Débitage en plaquettes redressées, partiellement redistribuées par les eaux de fonte des neiges sur le fond de petits couloirs tourbeux (au second plan, au centre).

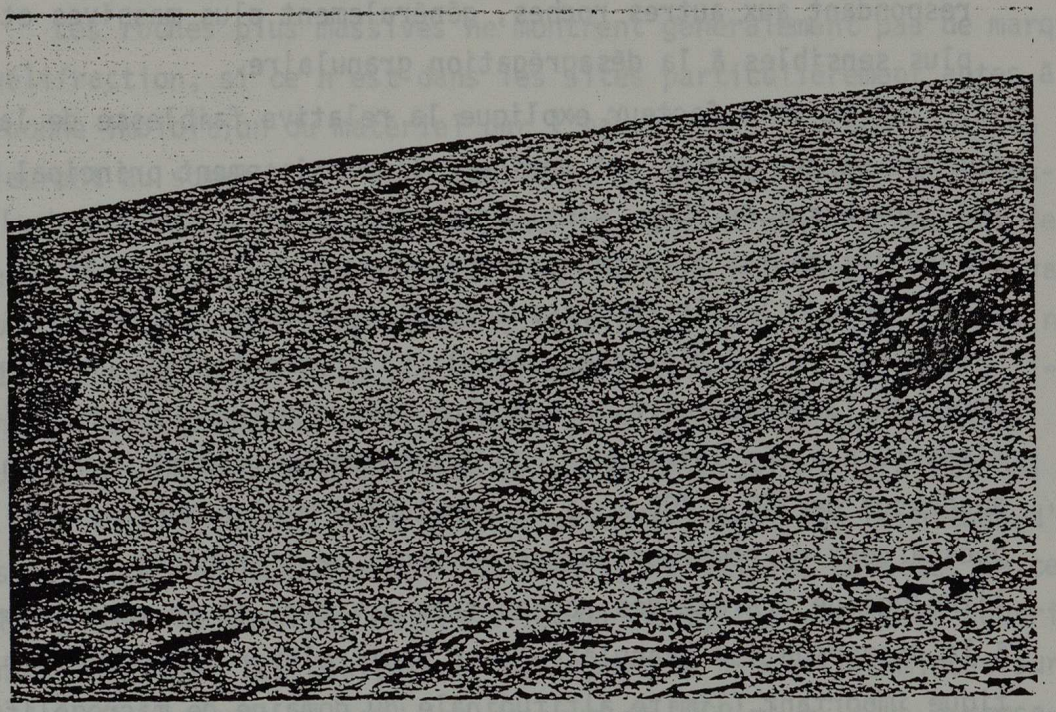


Photo 103. Nappe de blocaille sur le flanc nord d'une croupe trondhjemitique près du col de Kletta (fjell d'Årdal, altitude : 1150 m). Issue de la désagrégation de pointements rocheux, cette nappe peu épaisse (0,5 à 1,5 m) a progressé sur un substratum herbeux et morainique saturé d'eau lors du dégel.

dm de hauteur, des pavages se forment au moment de la fonte des neiges, sur le fond des couloirs et des rigoles. Ces phénomènes, pour une part actuels, traduisent de bonnes conditions d'imbibition, liées à la présence de mousses et d'une mince tourbe interstitielle enrobant la base des cailloux et des plaquettes, et à l'existence d'un matériel fin peu abondant provenant de la désagrégation granulaire des lits de gneiss leucocrates. C'est dans des conditions analogues que l'on note la fragmentation des têtes de rochers du Hellfjell, entre 350 et 380 m d'altitude (pl. 2),il s'agit là de paragneiss rubanés quartzo-feldspathiques à passées mélanocrates, simplement un peu moins divisés (2 à 8 diaclases par m, débit en plaques de 2 à 40 cm d'épaisseur), et aussi peu poreux (éch. 672 : 1,2% de porosité à l'eau sous vide)donc peu sensibles à la désagrégation granulaire . L'hétérogénéité de ces roches (présence de passées susceptibles de fournir une matrice fine) et l'altitude relativement basse, qui autorise la présence de végétaux retenant l'eau sont donc, avec la forte macrodivision, les facteurs qui permettent de rendre compte de la gélivation des pointements rocheux; ces phénomènes n'ont été observés sur aucune des surfaces rocheuses de l'archipel correspondant aux autres roches, généralement plus massives et surtout plus sensibles à la désagrégation granulaire.

Le même facteur explique la relative faiblesse de la fragmentation sur les pentes douces qui dominent l'aplanissement principal de l'archipel, au-dessus de 350m. Ainsi, des blocs épars, couverts de lichens parsèment les pentes à ressauts rocheux comme celles du Blåtind (Vestvågøy 610m ; ph. 91). Ils sont issus le plus souvent de mangérites modérément diaclasées (1 à 3 diaclases par m). La fragmentation, qui remonte sans doute au Tardiglaciaire, a été plus efficace sur les paragneiss plus divisés (2 à 6 diaclases par m) du Holandsmælen (435m), mais on passe là, au-dessus de 350 - 400 m, à de véritables manteaux de pierrailles, analogues à ceux de nombreux autres versants de l'archipel. Outre le facteur lithologique (rareté des roches très divisées et en même temps sensibles à la désagrégation granulaire), on peut relever là un facteur paléoclimatique important (limite altitudinale du domaine de macrogélifraction intense du Tardiglaciaire) dans le maintien des surfaces rocheuses après la déglaciation. En-dessous de cette limite, la désagrégation par macrogélifraction est restée très faible ou localisée, sauf dans le cas exceptionnel du Bufjell (Langøy) non englacé lors du maximum weichselien (chapitre III).

Outre la brièveté des périodes fraîches ou froides postérieures à la déglaciation, c'est aussi à une toute relative clémence climatique

liée à leur altitude que les *surfaces rocheuses du Sogn-Jotun* doivent leur existence et en particulier la rareté et le caractère très localisé des débris qui les parsèment. Cette rareté est particulièrement accentuée sur *les plus bas des plateaux*, ceux de la haute cuvette de Kaupanger et des couloirs du Bøverdal et de l'Ottadal, entre 800 et 1100 m d'altitude. Des marques de gélifraction n'y ont été observées que sur quelques pointements ou ressauts de quartzites et de micaschistes quartzeux, avec le détachement de plaquettes quartzitiques ; elles caractérisent surtout des chicots étroits, comme ceux du Havyrjun, au pied de la corniche septentrionale du Jotunheim (995 m, fig. 115), des corniches à surplombs, et les rives des mares logées entre les reliefs monoclinaux (couloir du Bøverdal : Læshø , vers 1200 m d'altitude). Ce phénomène est plus rare sur les roches moutonnées, et n'apparaît qu'en cas de coïncidence relative entre la surface de ces roches et les plans de schistosité (par exemple, à Raudbergstulen, au-dessus de Galdesand, à 1050m d'altitude); il semble d'ailleurs que l'altération des lits micacés contribue largement au phénomène, comme en témoigne le dépôt d'hydroxyde de fer des biotites sur les débris.

Les roches plus massives ne montrent généralement pas de marques de gélifraction, si ce n'est dans les sites particulièrement aptes à une bonne imbibition du matériel par l'eau. Ainsi, les anorthosites affleurant au sommet de l'étroite klippe du Molden, à 1100 m au-dessus du Lustrafjord (pl. 6), ne sont intensément gélivées que sur les rives d'un laquet à niveau variable dont le fond est revêtu d'un pavage de blocs ; les pointements voisins, à peine moins divisés, ne portent que des cicatrices d'arrachement glaciaires, revêtues de lichens. La désagrégation est cependant plus importante sur le fjell situé vers 1100-1200 m d'altitude entre le Seimsdal et le Slettedal (NW d'Årdal, pl. 6) ; elle affecte principalement les corniches d'anorthosite et de trondhjémite qui dominent les multiples cuvettes de ce fjell. Hautes de quelques mètres à 100 ou 150 m, ces corniches contribuent à alimenter des coulées ou des nappes de blocailles minces sur les versants tournés au nord (au-dessous de 1000 m) ou plus diversement orientés (au-dessus). Aux abords du col qui sépare Kletta du Store Slettedalsvatn, ces coulées sont alimentées par des bancs de trondhjémite hachés par des diaclases courbes ouvertes et de nombreuses diaclases subverticales (ph. 103). Epaisses de quelques dm à 1 ou 2 m, et composées de blocs et de dalles de 10 à 150 cm de côté, en

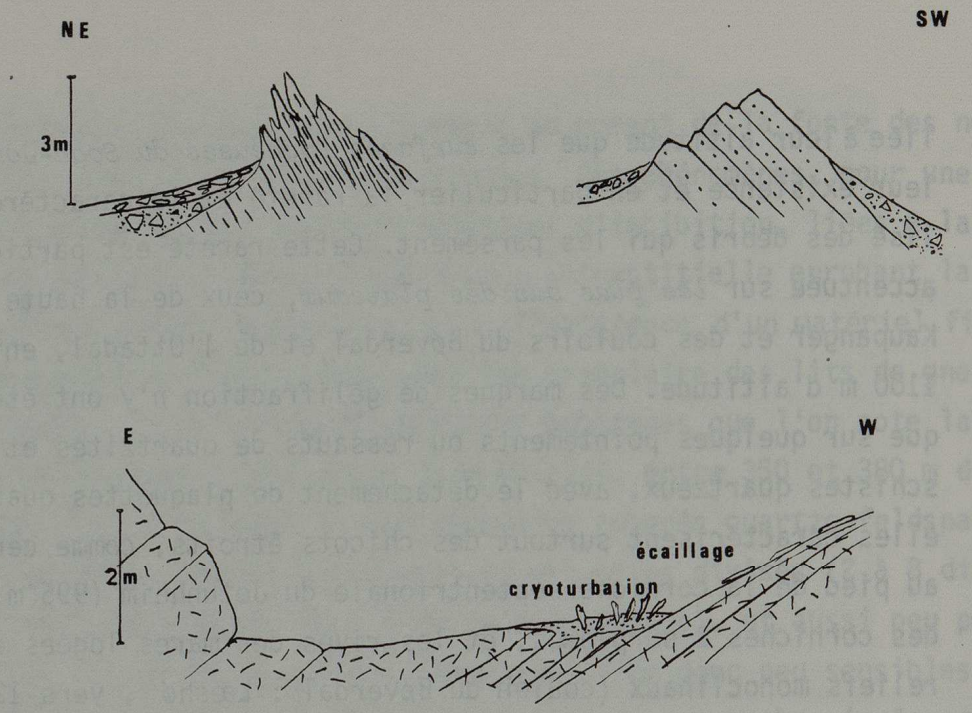


Figure 115 : Modelés rocheux des plateaux à la périphérie du Jotunheim.

A: chicots de micaschistes et de quartzites sur le plateau du Havyrjun (1000m, SE de Garmo); localisation : voir fig. 55 A). De petites quantités de débris de gélifraction reposent au pied de ces chicots, sur la roche ou sur la moraine.

B: schéma d'un couloir dans les "gabbros marginaux" rétromorphosés à l'est de Krossbu (altitude : 1460 m).

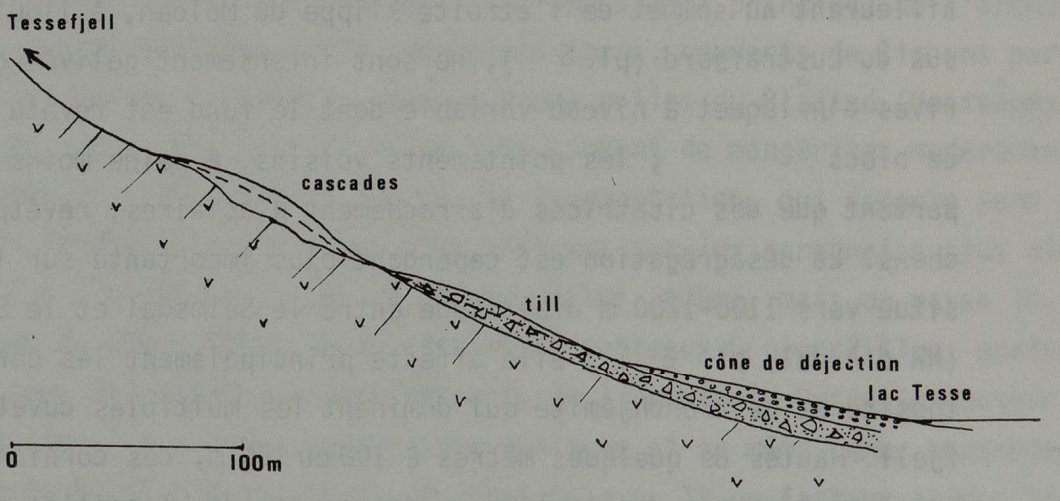


Figure 116 : La base de l'escarpement oriental du Tessefjell, empâtée par la moraine de fond (est du Jotunheim, entre 850 et 900 m d'altitude). Le manteau morainique et de modestes ressauts rocheux sont entaillés par de petits torrents qui réétalent les matériaux meubles en cônes de déjection et en deltas.

openwork, elles ont migré sur des versants inclinés de 25 à 10° en dessinant des fronts nets et festonnés sur la tourbe qui tapisse le fond des cuvettes. Les mécanismes intervenant lors de la fonte des neiges sont probablement décisifs dans la mise en place de ces nappes minces et localisées (glissement sur un substratum imbibé d'eau d'un ensemble d'éléments grossiers encore pris dans de la neige ou même de la glace interstitielle). Il s'agit d'un type de transition entre les coulées de gélifluxion à blocailles superficielles et de minces glaciers rocheux, typique de la base de l'étage périglaciaire, qui peut être hérité du Petit Age glaciaire. Son existence s'explique par une particulière sensibilité des anorthosites et des trondhjémites à la macrogélivation ; les bancs subhorizontaux sont divisés par des diaclases subverticales inégalement espacées, et surtout par des diaclases courbes ouvertes et parallèles au versant. La décohésion reste beaucoup plus faible sur les interfluves, si ce n'est sur ceux qui dépassent 1200 à 1300 m, et où l'on passe progressivement à de véritables champs de blocs. Son caractère localisé atteste, comme dans les cas précédents, la nécessité d'une conjonction entre des facteurs lithologiques et topographiques favorables. D'ailleurs, à des altitudes comparables, et malgré des gels hivernaux plus intenses, les phénomènes de gélifraction paraissent encore plus limités sur les rares affleurements rocheux des plateaux du versant oriental du Jotunheim, qui doivent à leur situation de pointements de mauvaises conditions d'imbibition par l'eau.

La désagrégation reste faible ou localisée jusqu'au niveau de la surface principale du Sogn. Sur les contreforts SE du Jostedalsbre (massifs du Torstadnakken, du Blåfjell), elle est limitée aux couloirs de micaschistes et de gneiss sombres intensément divisés qui séparent les croupes d'orthogneiss œillés ; à la macrodivision de ces roches s'ajoutent d'excellentes conditions d'imbibition, grâce à la longue persistance de taches de neige au pied des abrupts rocheux, entre 1200 et 1400 m d'altitude, et à la présence d'une mince tourbe interstitielle qui, sur les pentes faibles, a permis aux gélifracts de migrer sur quelques dm ou quelques mètres. Une répartition analogue caractérise les plateaux du Breheim, où l'on note une exploitation préférentielle des zones de fracture, à proximité des taches de neige et des névés. En revanche, au-dessus de 1600 m et sur les bastions culminants ce phénomène est beaucoup moins marqué, dans la mesure où ce

domaine a été englacé au cours de l'Holocène (Petit Age glaciaire surtout), et où la dénudation y est plus sytématique (cf. supra, p.).

Plus à l'est, et surtout sur les marges occidentales du Jotunheim des gneiss à pyroxènes, ainsi que sur les plateaux situés au sud du Sognefjord, le domaine faiblement couvert passe en altitude à un domaine où la désagrégation et la couverture de blocs deviennent de plus en plus importantes. La transition se situe généralement entre 1400 et 1500 m, c'est à dire au pied des reliefs qui dominent la surface principale du Sogn, ou sur ses parties les plus élevées. Au-dessous, les caractéristiques de la désagrégation restent semblables à celles qui ont été observées sur les plateaux de plus faible altitude, bien que les résultats en soient plus spectaculaires dès que les conditions sont favorables. Sur le Sognefjell, seules les passées les plus écrasées (phyllonites) et schisteuses sont désagrégées en plaques et en plaquettes, dans les dépressions ou au pied des corniches ; certaines de ces corniches, tournées au N ou au NW et correspondant à des bancs plus massifs de gabbro (environs de Sognefjellhytta) évoluent comme de véritables niches de nivation et fournissent des débris anguleux qui continuent à s'amenuiser à l'emplacement de taches de neige disparaissant partiellement en été (août - septembre - surtout). A l'est de de Krossbu, les marques de gélifraction active apparaissent au-dessus de 1300 m sur le replat bordant le massif de Smørstabb, dans la lame de "gabbro marginal" inclinée à 40° E qui constitue ici la base de la nappe du Jotun. Encore existent-elles surtout dans les lits des torrents, comme celui de la Leira, ainsi que dans les couloirs taillés le long de bancs à forte foliation.
Dans un de ces couloirs, à 1460 m d'altitude, le gabbro rétromorphosé se débite en écailles allongées de 1 à 10 cm, le long des traînées d'amphiboles (éch. 244, 245, 246); les lits leucocrates se débitent eux-mêmes selon la foliation en plaques de 3 à 4 cm d'épaisseur sur 5 à 50 cm de côté. Grâce à la production d'une fraction fine, cette désagrégation s'accompagne dans les fonds de couloir d'une intense cryoturbation, sous la forme d'un tri et d'un redressement des écailles.
A l'inverse, les gneiss à pyroxènes qui affleurent plus haut sur le replat, près du front du Leirbre, et qui apparaissent particulièrement massifs (éch. 247 : 1 diaclase par m, joints espacés d'1 à 2 m; quelques passées fissurées) ne montrent pas de traces de gélifraction

actuelle ou récente, sauf sur les rives des mares et des torrents. Cependant, entre 1470 et 1600 m, on observe un éclatement croissant des têtes de rochers, une ouverture plus systématique des plans de schistosité, des joints et des diaclases, dès que leur densité dépasse 1 à 2 par m ; commencent ainsi des phénomènes d'éjection (ph. 104). On arrive ici aux confins du domaine périglaciaire rude qui caractérise la plupart des massifs du Jotunheim et auquel sont associées d'importantes couvertures de blocs (cf. infra, p. 692). La même observation a pu être effectuée plus au sud, sur le Berdalsfjell, où le phénomène reste cependant beaucoup plus marqué dans les passées les plus divisées telle que les bancs d'amphibolites (anciennes pyroxénites écrasées et métamorphisées) qui s'intercalent dans les mylonites et que les glaciers ont modérément excavés (ph. 29), et les passées les plus schisteuses de l'encaissant mylonitisé (diorites rétromorphosées : éch. 213, 214). C'est au-dessus de 1500 m que l'éclatement des têtes de rochers devient généralisé, bien que la couverture de lichens et l'émoussé chimique des débris attestent un caractère en grande partie inactuel de la désagrégation.

La limite de 1500 m environ est assez constante dans l'ensemble du Jotunheim, quels que soient les types lithologiques (gneiss à pyroxènes, gabbros, roches intermédiaires ou acides inégalement écrasées des lames orientales et méridionales). Comme aux Lofoten-Vesterålen, les surfaces rocheuses nues, qui correspondent à des domaines particuliers d'intervention des dynamiques glaciaires, correspondent aussi à des domaines où la gélifraction post-glaciaire est restée peu intense ou très localisée. Outre les facteurs climatiques (position par rapport aux étages bioclimatiques), cette situation tient sans doute à la dénudation glaciaire elle-même, qui a rendu plus difficile l'imbibition en eau des pointements rocheux. En ce sens, il existe d'ailleurs une convergence entre la désagrégation différentielle, plus efficace dans les creux (couloirs enneigés jusqu'au début ou au cours de l'été, rives de mares, de lacs et de ruisseaux) et l'érosion différentielle glaciaire, qui a contribué à façonner ces creux dans les zones fracturées et dans les roches les plus divisées.

En conclusion, l'existence et la répartition des surfaces rocheuses nues n'apparaissent pas liées à une particulière résistance à la désagrégation . Cela serait d'ailleurs contradictoire avec leur situation généralement non culminante. Elles caractérisent plutôt des sec-

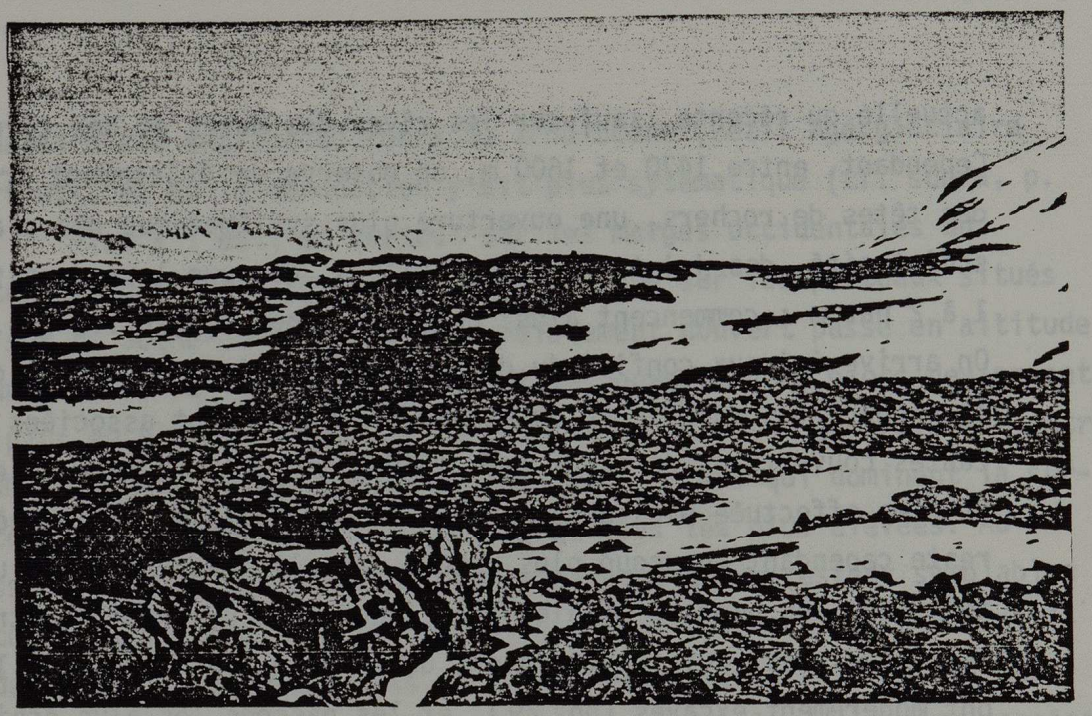


Photo 104. Champ de pierrailles sur le fjell à l'est de Krossbu (rebord NW du Jotunheim ; altitude : 1550 m).

Eclatement des têtes de rochers (gneiss à pyroxènes) et phénomènes d'éjection, contribuant à fournir les blocs mélangés aux éléments erratiques.

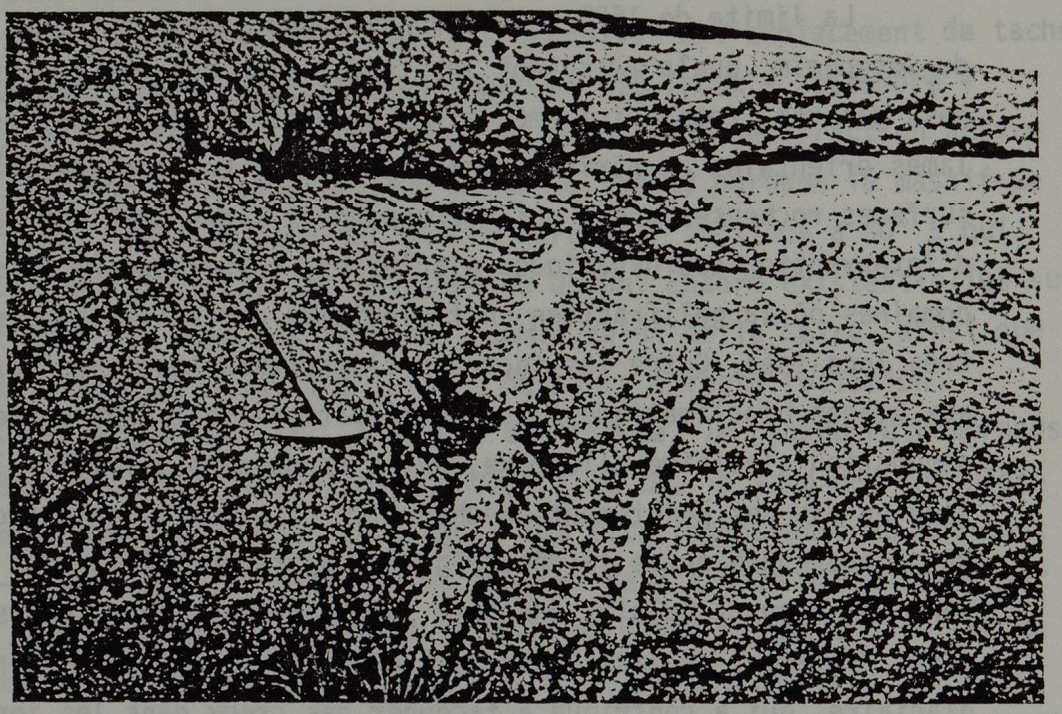


Photo 105. Mise en relief d'un filon de pyroxénite sur une roche moutonnée anorthositique du plateau oriental de Flakstadøy. En arrière : début de désagrégation d'une dalle superficielle de la même roche.

teurs restés marginaux, depuis la déglaciation, par rapport aux parties du domaine périglaciaire les plus favorables à la macrogélifraction.

2. Un domaine de simple altération superficielle

Les étendues rocheuses nues doivent aussi leur caractère à la particulière faiblesse de l'altération et de la désagrégation granulaire. A quelques exceptions près, cette faiblesse se vérifie sur des substrats variés, aussi bien sur des rochers saillants que dans les dépressions et les couloirs, bien récurés par les glaciers. La brièveté de l'évolution post-glaciaire à l'air libre en est sans doute un des principaux facteurs. Il existe cependant des nuances en fonction de la lithologie, et dans une moindre mesure en fonction des conditions topographiques et bioclimatiques.

a. des roches particulièrement rebelles à l'altération

Dans certains cas, la faiblesse d'altération, son absence, ou l'intervention de processus spécifiques (dissolution, par exemple) sont liées à la composition des roches concernées. Ainsi, les quartzites (sparagmite du Valdres, bancs quartzitiques des métasédiments sous-jacents) conservent parfaitement les polis glaciaires (NW du Sognefjell, région de Lom-Garmo, par exemple). On note cependant, à des altitudes variées (entre 1100 et 1400m, dans le Sognefjell, le Valdres et la bordure nord du Jotunheim) une mise en creux préférentielle, par désagrégation granulaire des lits micacés affleurant en dehors des faces polies, sur 10 à 30 mm de profondeur (Heklefjell, ph. 100). Ce processus de *"déterration"*, qui permet de mesurer l'importance de l'altération post-glaciaire de certaines roches par rapport à d'autres peu ou pas altérées (R.Dahl, 1967) permet de souligner a contrario la sensibilité systématique de certaines roches à la météorisation. Alors que dans le cas précédent, une *hydrolyse* commençante probablement accompagnée de *microgélifraction* est à l'origine de l'exploitation des lits micacés, c'est la dissolution par l'eau simplement chargée de CO_2 atmosphérique (Birot, 1981) qui est responsable de l'évidement sur 1 à 15 cm des lits de calcschistes et surtout de marbres intercalés parmi les micaschistes plus ou moins quartzeux de la bordure NW de la nappe du Jotun (couloir du Bøverdal, au-dessus de Nettoseter, ph. 96). Nous avons d'ailleurs vu que ces lapiés, qui font partie d'un karst pelliculaire d'origine probablement plus ancienne, doivent plus leur existence à l'abondance des eaux de fonte des neiges qu'à leur particulière agressivité.

En dehors de ces cas, le rôle de la composition dans la grande résistance à l'altération est moins aisé à définir. *Parmi les roches généralement peu ou pas altérées* se trouvent en effet les *micaschistes* et les *trondhjémites*, qui affleurent largement, dans le Sogn-Jotun, au niveau de la surface principale du Sogn et au-dessous. Les roches moutonnées de micaschistes sont pratiquement indemmes d'altération, qu'il s'agisse des variétés à muscovite ou à biotite. Cependant, à Liarstøl, dans le rebord SW du Sogndalsdal (ph. 99), les grenats sont très légèrement mis en relief sur les flancs aval des roches moutonnées de micaschistes à grenats ; le sommet et les faces amont de ces bosses conservent parfaitement le poli et les stries. A l'inverse, les pointements plus irréguliers présentent fréquemment un délitage et un écaillage superficiels accompagnés d'une faible altération sur les micaschistes à biotite (biotites mordorées, écailles à patine rouille; plateau du Nuken, à Sogndal, ou crêtes du couloir du Bøverdal au-dessus de Lom, à Sålell, par exemple) . L'altération est d'ailleurs plus poussée dans les micaschistes riches en lentilles de quartz, car celles-ci constituent des discontinuités et des zones fissurées le long desquelles l'eau pénètre profondément (plateaux de la bordure nord du Jotunheim, à Sålell ou entre Garmo et le lac Tesse). Ce contraste, également constaté sur les roches grenues à grain fin, évoque *une certaine immunité des roches polies,* liée au rapide écoulement de l'eau, et sans doute au bouchage des pores, des fissures et des clivages par les produits fins de l'abrasion. Dans le cas des trondhjémites, la faiblesse de l'altération caractérise aussi bien la surface des dalles d'exfoliation que les faces anguleuses des blocs détachés par les glaciers ou par le gel. La composition (45 à 60% d'oligoclase, 20 à 30% de quartz, 4 à 14% de biotite) ne constitue pas plus un facteur d'explication que dans le cas des micaschistes ; le rôle du poli glaciaire ne peut non plus être invoqué. Plus significatives, sans doute, sont l'absence d'orientation systématique des minéraux, la dispersion des biotites au sein de la trame quartzo-feldspathique et la faible perméabilité de ces roches intrusives rarement cataclasées (éch. 18) ou bien finement recristallisées (éch. 892).

b. fréquence des marques d'altération superficielle

Plus généralement, on observe les marques d'une altération superficielle plus ou moins poussée, que celle-ci s'accompagne ou non

d'une désagrégation en éléments grossiers. Elle se traduit par un émoussé plus ou moins marqué des arêtes et par une "déterration" à l'échelle des lits et des grains, soulignant leur nature et leur résistance à l'altération. Elle peut intervenir *sur des roches parfaitement nues*, dépourvues de lichens. Ce cas est peu fréquent (quelques rochers saillants, à basse altitude ; des affleurements longuement enneigés dans les parties hautes du fjell, aux confins de la limite des neiges permanentes et du domaine englacé : Jostedalsbre-Breheim ; quelques types de roches particulièrement rebelles par leur composition à la colonisation par les lichens, les anorthosites surtout). On note alors une simple décoloration superficielle des feldspaths, sur 1 à 2 mm d'épaisseur, sans fragilisation. Ce type d'altération est très rare sur les mangérites et les orthogneiss monzonitiques des Lofoten-Vesterålen, qui sont beaucoup plus sensibles, nous le verrons, à une intense désagrégation granulaire. Nous l'avons cependant observé sur la surface raclée et doucement inclinée qui sépare le col de Hage du sommet du Justadheia, sur Vestvågøy (pl. 2); il s'agit d'une légère mise en relief des lits feldspathiques et des quartz par rapport aux lits ferromagnésiens sur les roches moutonnées. Mais ce type de phénomène affecte surtout les croupes, les rochers et les roches moutonnées d'anorthosites, aussi bien sur les plateaux des Lofoten-Vesterålen (est de Flakstadøy) que sur ceux du Sogn. Dans le premier cas, entre 100 et 300 m d'altitude, à l'est de Kilan et sur les lourdes croupes entourant le lac de la cote 62 (pl. 1), on note une forte rugosité des surfaces rocheuses, liée à la mise en valeur des contours des grands cristaux automorphes de plagioclase violacé, et à une légère mise en creux des rares ferromagnésiens (clinopyroxènes surtout, un peu de biotite). Cette rugosité s'accroît dans les lits un peu plus riches en ferromagnésiens (anorthosites-gabbros), et aussi de part et d'autre des filons tardifs, microgrenus, de pyroxénite (plus rarement de quartz) où elle s'accompagne de la mise en creux (2 à 5 cm) des épontes fortement fissurées et contaminées par le magma tardif (anciennes zones de broyage tardimagmatiques EW): ph. 105. Mais la rugosité des surfaces raclées est en partie héritée de la glaciation : sur ces roches à grain très grossier (plagioclases de 2 à 15 cm de longueur et plus), le raclage s'effectue plus par l'arrachement de fragments de cristaux le long des clivages que par un véritable polissage, comme nous avons

pu l'observer le long des stries bien conservées. Ainsi sont préparées les conditions d'une altération superficielle efficace (début d'hydrolyse, surtout sensible sur les ferromagnésiens, plus que sur les plagioclases, dépourvus de fissures ouvertes), grâce à des possibilités de séjour de l'eau dans les cavités millimétriques ou centimétriques des roches moutonnées.

Le comportement des anorthosites du Sogn, qui affleurent sous la forme de rochers généralement plus irréguliers, anguleux est quelque peu différent. Sur les plateaux de la haute cuvette de Kaupanger et sur les reliefs qui la dominent (Storhaugfjell, 1170 m), ces roches souvent intensément cataclasées et recristallisées présentent une faible altération superficielle sous la forme d'un blanchissement des plagioclases (labrador) accompagnée d'une légère mise en creux (1 à 3 mm) par rapport aux lits et traînées amphibolitiques, parfaitement intactes. La "déterration" post-glaciaire reste donc très faible, bien que le matériel plagioclasique paraisse bien prédisposé à la pénétration de l'eau et à l'hydrolyse.

L'altération superficielle est généralement plus poussée *sous les lichens* qui revêtent la plupart des affleurements rocheux des blocs, sauf sur les sommets les plus élevés du Sogn-Jotun. Ses effets expliquent la conservation généralement médiocre des polis glaciaires, surtout sur les roches grenues, et en particulier sur celles à gros grain. Elle se traduit par un simple émoussé des arêtes et des angles ; un cortex friable et décoloré, épais de quelques mm à 2 cm est souligné à la base par une auréole brune d'hydroxydes ferriques provenant de l'altération ménagée des minéraux ferromagnésiens. Cette altération est favorisée par les possibilités d'humectation prolongée de la surface de la roche qu'offrent les lichens, et par leur action propre d'extraction d'éléments nutritifs (Ollier, 1969, p. 48). Elle affecte des roches variées, jusqu'à des altitudes correspondant à la limite inférieure du domaine de macrogélifraction actuelle (sites isolés du domaine de roches nues, toutes les surfaces dépassant 1650 m dans le Jostedalsbre-Breheim, ou 1850 m dans le Jotunheim). Elle est très développée sur les pointements et le blocs de mangérite et d'orthogneiss monzonitiques qui parsèment le fjell des Lofoten-Vesterålen ; l'existence de cortex de plusieurs cm d'épaisseur sur ces roches fréquemment cataclasées a d'ailleurs rendu très difficile le prélèvement d'échantillons sains dans ce domaine. La désagrégation est moins profonde sur les surfaces rocheuses

de paragneiss svécokaréliens, où l'on note simplement un émoussé des arêtes des pointements et des gélifracts amphibolitiques et quartzo-feldspathiques (Hellfjell, pl. 2 ; Justadheia, pl. 11), avec sur ces derniers la formation d'un mince cortex blanchi. Cette altération superficielle s'accompagne sur les anciennes surfaces raclées de la gouttière suspendue de Strøm snes (Flakstadøy), entre 100 et 250 m d'altitude, d'une mise en creux préférentielle des lits d'amphiboles et de pyroxènes (avec un peu de biotite) des gneiss dioritiques rétromorphosés, lorsque leur direction est parallèle à la pente (éch. 185).

De tels phénomènes existent également dans le Sogn-Jotun, de façon plus ponctuelle, principalement sur les plateaux gneissiques du Jostedalsbre et du Breheim au-dessous de la limite des neiges permanentes (1400 - 1500 m sur les contreforts SE du Jostedalsbre, 1500-1600 m dans le Breheim). Par exemple, sur l'éperon NE du Lomseggen (pl. 7), à 1300 m d'altitude, les échines de migmatites et de paragneiss rubanés (éch. 287) sont sculptées en chicots allongés correspondant aux bancs redressés les plus massifs (pendage 60°S), probablement sous l'effet de la gélifraction ; à la surface de ces chicots, les lits micacés sont excavés. Cette altération superficielle, en partie effectuée sous les lichens, s'accompagne d'une fragilisation de la roche sur 1 à 2 cm. Ce type d'altération est généralement moins poussé sur les roches basiques plus ou moins mylonitisées qui affleurent sur les plateaux de la bordure NW de la nappe du Jotun (gabbro, gneiss à pyroxènes); il ne s'y traduit que par un léger émoussé des arêtes. La frange de ces plateaux appartenant au domaine de roches nues est étroite, et l'on y observe déjà, du fait de leur altitude élevée, les effets prédominants d'actions telles que la macrogélifraction, qui tendent à en supplanter les marques.

c. de rares phénomènes de désagrégation granulaire.

Le maintien d'affleurements rocheux sur le fjell est incompatible avec l'intervention d'une forte désagrégation granulaire. Néanmoins ce phénomène n'est pas totalement absent, et l'étude de sa répartition permet d'apprécier l'importance de la désagrégation incontestablement post-glaciaire - dans des conditions topographiques et bioclimatiques particulières il est vrai - sur des roches qui peuvent présenter ailleurs d'épais manteaux d'altérite. Il s'agit *d'une désagréga-*

tion granulaire ménagée, qui n'aboutit qu'à la production de faibles quantités de sable et de gravillons généralement polycristallins, à l'émoussement des têtes de rochers, et à la formation de vasques sur les surfaces plus ou moins planes.

Ce phénomène est assez fréquent dans l'archipel des Lofoten-Vesterålen, où il affecte des substrats variés. Sur les roches monzonitiques et mangéritiques, où la désagrégation est généralement beaucoup plus poussée et accompagnée de la formation d'un régolite plus ou moins épais, nous ne l'avons reconnu que rarement. Sur les orthogneiss quartzo-syénitiques cataclasés, assez massifs, du col élevé qui sépare le Møntind du Hornet, dans le nord de Flakstadøy (pl. 1), les roches moutonnées sont trouées de vasques et décolorées sur 8 à 10 mm d'épaisseur ; on note également la désagrégation des gélifracts en sable dans le mince podzol qui se développe à la périphérie des roches moutonnées aux dépens des produits de désagrégation entraînés par le ruissellement. Il en est localement de même sur les paragneiss quartzo-feldspathiques assez poreux (1,8 à 2,5% de porosité à l'eau) qui affleurent sur les plateaux de Flakstadøy (plateau de Strømsnes, 300 m d'altitude) et de Vestvågøy (Holandsmælen, 200 m; Justadheia, 340 m). Sur les croupes et les pointements rocheux, un cortex rougeâtre et friable témoigne d'un début d'altération des lamelles de biotite pourtant dispersées et peu abondantes (2 à 7% : éch. 184, 355, 538). Sur le Justadheia, le long d'un couloir EW correspondant à une bande particulièrement cataclasée (pl. 11 , éch. 356), ces gneiss leucocrates se désagrègent sur 1 à 2 dm d'épaisseur en cailloux émoussés et friables emballés dans un sable blanc ou maculé d'oxyde ferrique ; une faible fraction limoneuse (3,3%), et même argileuse (0,55%, éch. 357), témoigne là aussi de l'intervention de l'hydrolyse dans le processus. Néanmoins, l'altération est très peu poussée, comme le montre la prédominance de la vermiculite parmi les minéraux argileux, et elle n'est sans doute qu'un des facteurs de l'ébranlement d'un édifice déjà très fragilisé par la cataclase.

L'autremanifestation de cette désagrégation où la macrogélifraction peut également jouer un rôle est la formation de vasques. Elles sont particulièrement profondes (10 à 30 cm) sur les gneiss leucocrates du plateau de Strømsnes , où certaines d'entre elles sont du type "en bouteille". Elles sont plus larges sur les dalles gneissiques du plateau de Holandsmælen (ph. 78), où l'une d'elles, elliptique et

et pourvue d'un canal exutoire, atteint 1,4 m de grand axe, avec des traces de desquamation active sur le fond. Les gneiss du Hellfjell, non cataclastiques, moins poreux (éch. 671, 672 : 0,95 à 1,20% de porosité à l'eau) sont beaucoup moins sensibles à ces phénomènes, malgré une composition voisine.

Nous signalerons enfin des amorces de désagrégation granulaire, en éléments beaucoup plus grossiers, sur les anorthosites du plateau oriental de Flakstadøy. Certaines roches moutonnées sont fragilisées sur 10 à 15 cm d'épaisseur , comme on peut le voir à la faveur d'entailles dues au ruissellement ou à l'écroulement des masses les plus friables (ph. 105). Cependant, aucun changement de coloration n'affecte ces roches grisâtres ou violacées; il s'agit surtout d'un délitage le long des clivages et des fissures des grandes lattes de plagioclase et des interfaces de cristaux. C'est une version très atténuée d'un phénomène qui prend beaucoup plus d'ampleur sur le même plateau dès que s'accroît la teneur en ferromagnésiens (gabbros, norites, troctolites : Peulvast, 1977 a); la limite ouest des surfaces nues, que l'on peut suivre d'Andopen au Nusfjord en passant par le "lac 62" (pl. 1) est donc essentiellement d'ordre lithologique.

A l'inverse, les rares cas de désagrégation granulaire ménagée enregistrée sur les plateaux du Sogn-Jotun constituent la forme d'altération la plus poussée que nous ayons pu observée dans l'ensemble de la région. En dehors des gneiss rubanés du plateau du Lomseggen (1500 m) où ce processus se déroule partiellement sous le lichens, le seul cas de désagrégation in situ que nous ayons recensé l'a été sur le Blåfjell (contrefort SE du Jostedalsbre, au N de Sogndal, pl. 6), à 1320 m d'altitude. Sur cet étroit plateau, les croupes d'orthogneiss œillés massifs (éch. 906) et les bancs affleurant au fond des couloirs sont décolorés et fragilisés en surface ; ils fournissent de faibles quantités de gravillons polycristallins peu ou pas altérés qui ne suffisent pas à masquer complètement les fonds. Partout ailleurs, aussi bien sur les gneiss de l'ouest que sur les roches du Jotun, les marques de désagrégation granulaire sont insignifiantes.

d. les effets d'une brève évolution à l'air libre ?

Outre les particularités lithologiques, on peut penser que la moindre intensité de la désagrégation granulaire dans le fjell du Sogn-Jotun reflète un contraste régional dans les conditions de la météorisation et peut-être dans l'état des surfaces laissées par les glaciers. Il convient cependant de rechercher les facteurs expliquant la faiblesse de

l'altération et de la désagrégation sur de grandes parties du fjell des deux régions. Cette faiblesse est tout d'abord due à *la faible durée de l'évolution à l'air libre*, depuis la déglaciation. L'âge post-glaciaire des modelés qui viennent d'être décrits est évident, comme en témoigne la relative uniformité des marques de météorisation, dans les creux comme sur les pointements ; de même, les délicates ciselures dues à l'altération ou à la dissolution différentielles ne sauraient avoir survécu à aucun raclage glaciaire. Compte tenu de ce que la nudité de ces surfaces rocheuses remonte à la déglaciation, la durée de l'exposition directe aux agents météoriques varie entre 15000 et 13000 ans sur les plateaux précocement libérés de l'archipel des Lofoten-Vesterålen (cf. chapitre 3, p.522), entre 9000 et 10000 ou moins sur les plateaux du Sogn-Jotun, où la particulière faiblesse des phénomènes d'altération peut être en partie liée à cette plus courte durée.

De plus, dans le cas des Lofoten-Vesterålen, les durées d'action de l'eau liquide sont plus grandes, du fait de la basse altitude des plateaux et du caractère océanique du climat. Mais ce facteur est difficile à préciser, à cause de l'ampleur des étagements et de la grande variabilité des conditions liées à la topographie de détail. Nous constatons simplement qu'*il n'apparaît pas d'influence constante de l'altitude sur l'intensité de l'altération*, toutes conditions égales par ailleurs. Cela rejoint tout à fait les observations de R.Dahl (1967) sur les plateaux et les montagnes de la région de Narvik dépassant 500 m d'altitude : le fjell est le domaine d'une altération superficielle uniformément faible. La "déterration" affecte les *minéraux ferromagnésiens* disposés en lits ou en amas (la désagrégation s'y accélère dès que s'ouvrent les clivages, comme ceux des biotites, et dès que s'amorce la formation d'hydrobiotite, d'illite ou de vermiculite), *les roches feldspathiques cataclasées* (anorthosites du Sogn), ou encore *les roches carbonatées*, sensibles à la dissolution (les cannelures peuvent y atteindre 10 à 15 cm de profondeur).

Quels que soient les mécanismes qui interviennent, dissolution, hydrolyse ou microgélifraction (ou probablement, nous le verrons, une collaboration de ces deux derniers processus), le principal facteur limitant, outre la durée, réside dans l'état des surfaces libérées par la glace,

ce qui confirme l'influence des dynamiques glaciaires et de leur succession dans la répartition des surfaces nues. Cependant, l'importance de l'altération sur les plateaux recoupant certains types de roches (mangérites et orthogneiss monzonitiques, roches basiques non leucocrates des Lofoten-Vesterålen), et ce parfois dans des situations tout à fait analogues par rapport aux glaciers quaternaires (plateau oriental de Flakstadøy), suggère qu'il existe des vitesses de désagrégation beaucoup plus grandes que celle, de l'ordre de 1 mm par 1000 ans ou moins que nous avons relevée sur les roches grenues (et qui correspond à la vitesse moyenne relevée sur les granites de la région de Narvik par R.Dahl, 1967). La nudité des surfaces rocheuses du fjell serait alors l'expression d'une altérabilité différentielle importante pour l'interprépation des grands volumes du relief. Mais à ce stade de l'exposé, ce fait reste difficile à établir, de même que l'hypothèse d'une origine entièrement post-glaciaire des régolites dans les secteurs couverts (Peulvast, 1977a; Godard, 1982). Les interprétations retenues pour rendre compte de l'état actuel des surfaces rocheuses ne peuvent donc être utilisées pour expliquer le contraste avec les étendues couvertes qu'à l'issue d'une discussion plus détaillée du rôle des glaciers en dehors des secteurs incontestablement raclés.

E. Des enseignements limités

Les modelés des surfaces rocheuses, ainsi qu'une partie des formes de dimensions moyennes (décamétrique , voire hectométrique) dans lesquelles ils s'inscrivent reflètent avant tout la succession et la répartition des dynamiques glaciaires, et leurs effets indirects sur les autres processus morphogéniques. Du fait de l'intervention d'une érosion différentielle glaciaire, il est impossible d'identifier ici les vestiges de modelés préglaciaires, et même un ancien front d'altération. Les phénomènes de désagrégation eux-mêmes, partout limités, peu contrastés ou essentiellement influencés par des facteurs locaux et par des contrastes lithologiques de détail, ne peuvent renseigner sur l'aspect de cet ancien front d'altération, et encore moins sur les mécanismes de la différenciation morphostructurale majeure. Cependant, divers indices (altitudes subégales des crêtes et des dépressions, traces d'aplanissement plus ou moins bien conservées) suggèrent que

que l'érosion différentielle glaciaire n'a pas complètement effacé les traces de la morphogénèse antérieure, et que la tranche de roche enlevée par les glaciers, impossible à évaluer d'après ces observations, n'est sans doute pas très importante. Les grandes lignes des paysages sont donc probablement héritées des temps préglaciaires. Le rôle des glaciers est encore moins évident à définir sur les parties du fjell pourvues d'une couverture meuble, bien que le contraste avec les surfaces dénudées paraisse refléter au moins en partie la répartition des dynamiques glaciaires.

III - LES PLATEAUX A COUVERTURE MEUBLE

Les parties couvertes du fjell ne présentent guère d'unité, ni dans la nature de leur couverture, ni dans les modes de leur répartition géographique, ni même dans les paysages qui leur sont associés. Leur existence dans des régions qui ont été totalement englacées à diverses reprises pose, quant à l'interprétation de leur genèse et de leur signification géomorphologique, de multiples problèmes ; ceux-ci ont pour dénomitateur commun *la question de l'efficacité de l'érosion glaciaire*. En première analyse, il paraît simple de distinguer les secteurs couverts de moraine et de matériaux fluvioglaciaires, où l'intervention glaciaire est évidente, de ceux qui présentent des régolites totalement ou partiellement en place, et qui ont été l'objet de longues controverses dans la littérature scientifique ; ces derniers, des manteaux plus ou moins épais d'altérites sableuses, ou des "champs de blocs" (Felsenmeer, blokkhav), ont en effet été interprétés tantôt comme des formations anciennes préservées dans des "refuges" non englacés (E.Dahl, 1955; Sollid et Sørbel, 1979) ou sous les glaciers peu mobiles des plateaux culminants, tantôt comme le résultat d'une météorisation post-glaciaire particulièrement intense (H.Holtedahl, 1955; R.Dahl, 1966). Il s'agit là du fameux problème des "moutain top detritus" discuté en détail par Ives (1974). L'appréciation du rôle des glaciers dans la genèse des formes et des modelés des plateaux couverts, et donc l'identification d'éventuels héritages dépendent évidemment beaucoup de la signification qui pourra être attribuée à ces couvertures.

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

Il n'est pas inutile de souligner, en introduction à l'étude de ces modelés, que les différentes interprétations "classiques" ne sont pas forcément contradictoires, que les couvertures de moraine peuvent résulter aussi bien de processus d'accumulation nette que de simples remaniements de régolites sans grands déplacements (Feininger, 1971; Jørgensen, 1977), que les régolites peuvent être plus ou moins dérangés, qu'ils peuvent incorporer des éléments morainiques, et que dans l'hypothèse d'une forte météorisation post-glaciaire, ils ne sont pas obligatoirement formés sur le substratum complètement raclé. *Tous les types et les degrés d'activité des glaciers sont donc envisageables* à l'intérieur de ce domaine, du raclage complet à l'accumulation dominante et à la construction de formes originales, en passant par l'inactivité plus ou moins totale, fréquemment invoquée dans le cas des régolites sommitaux.

Le problème de la signification des couvertures meubles se pose plus ici en termes de types d'intervention des glaciers sur leur substratum qu'en termes de limites d'englacement, puisque nous avons montré dans le chapitre 3 que les régions étudiées ont été englacées à un moment ou à un autre dans leur quasi totalité. En dehors des cas où il serait possible de démontrer que le manteau résulte entièrement de la météorisation post-glaciaire d'un substratum raclé, il s'agit d'un domaine où les glaciers ont recouvert des matériaux non consolidés, que ce soient des moraines de fond anciennes ou déposées au cours des phases initiales de la dernière glaciation, ou des régolites hérités et peu ou pas dérangés. Or, il a été démontré récemment (Boulton, 1979) que l'érosion glaciaire sur ce type de substratum est différente de ce qu'elle est sur la roche cohérente ; le matériel de fond subit essentiellement une déformation plastique, sans grands déplacements, sous les glaciers tempérés mais aussi en partie sous les glaciers à base froide (où l'on assiste aussi à une certaine incorporation de débris à la base des glaciers).

Rendre compte de la signification morphologique de ces couvertures et du contraste avec le domaine raclé revient donc en partie à définir les particularités des dynamiques glaciaires (mouvements et conditions thermiques à la base, plus ou moins conditionnés par la configuration géographique et variables selon les phases des glaciations) qui ont permis l'accumulation ou la conservation de matériaux meubles

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

sur lesquels s'est dès lors exercé l'essentiel du façonnement glaciaire. Mais d'autres facteurs doivent être pris en considération, et en particulier la plus ou moins grande aptitude des roches du lit glaciaire à la désagrégation ; celle-ci peut aussi bien conditionner certains types d'intervention des glaciers sur leur substratum (secteurs fortement altérés où les glaciers ont toujours reposé sur une couverture meuble, et où l'on peut s'attendre à une faible érosion nette) qu'une importante météorisation post-glaciaire. La part de cette dernière ne peut d'ailleurs être évaluée que si l'on considère également les conditions dans lesquelles elle a pu s'effectuer (état des surfaces libérées par la glace, époque de la déglaciation, conditions morphoclimatiques liées à la position et à l'étagement). Ce sont autant de facteurs qui empêchent une interprétation simple du contraste avec les surfaces raclées et une transposition directe des échelles de résistance obtenues par l'étude de ces couvertures à celles que traduisent les grands dispositifs morphostructuraux.

L'étude des plateaux à couverture meuble permet une appréciation plus fine du rôle effectif des glaciers dans la morphogénèse que dans le cas des surfaces rocheuses; mais elle suppose des schémas moins simples que les oppositions habituellement retenues entre secteurs englacés et non englacés, ou que celles entre les secteurs de glace à base froide et les secteurs à glace tempérée. Les critères de distinction les plus objectifs, les plus utiles à la compréhension de l'organisation des paysages, nous semblent être les modelés et la nature des couvertures, ainsi que leur insertion dans les paysages. Nous opposerons donc les plateaux dont la couverture porte les marques quasi-exclusives d'une mise en place et d'un façonnement glaciaires et fluvioglaciaires - essentiellement les étages inférieurs du fjell dans le nord et l'est du Sogn-Jotun - aux secteurs où ce façonnement paraît moins exclusif, sinon absent. Dans cette seconde catégorie, il paraît utile de distinguer les plateaux et les croupes sommitaux et périphériques revêtus de "champs de blocs" (essentiellement représentés sur les bastions montagneux du Jotunheim) des plateaux à régolites fins témoignant d'une puissante désagrégation granulaire in situ aux dépens d'un matériel qui, comme dans la cas des champs de blocs, n'est pas toujours exclusivement celui du substratum rocheux local. Dès d'abord, ces nuances semblent indiquer des différences de type et de puissance de l'aménagement glaciaire selon les

étages du relief, et selon la position plus ou moins périphérique par rapport à l'inlandsis ; mais elles peuvent aussi bien être liées à la répartition des dynamiques glaciaires qu'à des différences dans les conditions de la météorisation.

A. Les plateaux couverts à modelés glaciaires et fluvioglaciaires

Parmi les parties couvertes du fjell, il est un domaine où le rôle morphologique des glaciers est incontestable : il s'agit des plateaux qui présentent sur des surfaces appréciables des modelés bien reconnaisables d'accumulation ou de façonnement glaciaires et fluvioglaciaires. L'existence de ces modelés suppose en effet que les glaciers - et leurs eaux de fonte - y ont exercé un rôle morphogénique non négligeable. Le problème essentiel est de définir la nature et l'ampleur de ces actions. Pour cela, il paraît utile de distinguer le cas des surfaces inégales simplement empâtées de celui des vastes surfaces faiblement défoncées où les formes et les modelés suggèrent un rôle des glaciers plus discret ou limité à la mise en place et au façonnement d'une couverture dont la présence va de pair avec la plus grande régularité des formes. Dans les deux cas, l'identification de modelés glaciaires est rendue possible par une bonne conservation liée aux conditions morphoclimatiques post-glaciaires ; la définition des ces conditions contribue à rendre compte de certains modelés de détail de ce domaine et des particularités de son évolution morphologique.

1. Des surfaces inégales plus ou moins empâtées

Les placages morainiques et les blocs erratiques sont fréquents sur la plus grande partie du fjell, à l'exception d'une partie des bastions culminants, et nous en avons signalé de nombreux sur les surfaces rocheuses raclées. Mais aussi bien sur les plateaux occidentaux de Sogn-Jotun que sur les plateaux plus étroits et souvent plus réguliers des Lofoten-Vesterålen, ils ne parviennent jamais à dissimuler ou à modifier de façon importante des formes de détail chaotiques essentiellement nées de l'action des glaciers sur la roche cohérente, et ils ne forment jamais de couverture continue, épaisse, à la mise en place de laquelle on pour-

rait attribuer les traits topographiques dominants.

a. des couvertures morainiques discontinues.

Il existe cependant des secteurs où l'empâtement est plus considérable, spécialement dans les couloirs intramontagnards le long desquels se fait la transition entre les plateaux raclés de l'ouest du Sogn-Jotun et les vastes plateaux couverts de l'est. Il s'agit essentiellement des replats plus ou moins larges ou irréguliers de la bordure N et NW du Jotunheim, de part et d'autre du Bøverdal et de l'Ottadal, où des placages morainiques de plusieurs mètres d'épaisseur se localisent dans les dépressions orthoclinales et les grands couloirs de fractures, entre les crêts plus ou moins dénudés (Sålell, fig. 69) ou sur les flancs de larges cuvettes surcreusées (Aursjøen, au nord de Skjåk, entre 1100 et 1300 m d'altitude). De tels placages aux modelés de surface plus ou moins chaotiques adoucissent quelque peu un relief marqué par le défonçage et le raclage glaciaires. Cet empâtement peu poussé est généralement limité aux plus bas de ces replats ; il est le fait d'une moraine de fond concentrée par le phénomène de "streaming" dans les dépressions longitudinales, à la base de courants de glace plus ou moins canalisés qui ont pu glisser sur le lit rocheux pendant pratiquement toutes les phases des glaciations (cf. supra, p.635). Les matériaux, peu abondants au total sur le plancher des couloirs du Bøverdal et de l'Ottadal dans la région de Lom, et souvent ancrés sur des bosses rocheuses, proviennent pour l'essentiel du raclage des parties amont de ces couloirs par des écoulements peu chargés ; leur blocage (lodgement : Boulton, 1975) a été facilité par la multiplicité des pièges que constituent les sillons et les cuvettes de toutes tailles. Les limites supérieures de ces surfaces incomplètement couvertes sont nettes dans la mesure où elles coïncident avec la base faiblement empâtée des corniches plus ou moins puissantes, nues ou revêtues de blocs, qui constituent le rebord des massifs montagneux au-dessus des replats, entre 850 et 1200 m d'altitude (rebord nord du Lomseggen sur le Lendfjell, fig. 68 ; flancs du Kvitingskjølen au-dessus de Sålell, du Havyrjun et du lac Tesse : fig. 55)

Les parties les plus élevées de ces couloirs, qui correspondent à des vestiges de la surface principale du Sogn accrochés entre 1400 et 1600 m d'altitude sur les rebords du Breheim et le front de la nappe du Jotun, portent souvent des placages morainiques plus importants. Ceux-ci ne font parfois que masquer des topographies raclées, comme sur le

plateau de Nettoseter, au pied du Hestbrepiggan. Dans ce cas, la moraine à éléments gneissique et métasédimentaires a été mise en place tardivement par les glaciers locaux dont l'extrémité aval a débordé sur le plateau (moraines marginales et de fond, en partie subactuelle ; ph.75). Pratiquement en situation de vis à vis sur le flanc SE du Bøverdal, le plateau faiblement incliné et les amples replats du Ljoslifjell aménagés dans les parties basales de la nappe du Jotun en contrebas de la haute surface de Juvasshytta se signalent par un modelé très régulier, très doux, où la présence d'une épaisse couverture morainique va de pair avec l'absence de pointements rocheux et de traces de défonçage. Cette couverture comporte des matériaux peu remaniés ou d'origine toute proche (gneiss à pyroxènes présents sous le plateau lui-même et dans les pentes douces sui la dominent), et elle ne diffère, à vrai dire, des formations à blocs des topographies supérieures que par l'abondance de la matrice jusqu'en surface et par la rareté des marques de cryoturbation (ph. 94). La faible mobilisation et l'absence de raclage sont sans doute liées à la situation de ce plateau dans un angle mort entre deux grands axes d'écoulement, au pied d'un massif dont les glaciers locaux, hors des phases d'englacement généralisé sont restés cantonnés aux parties hautes (plateau de Juvasshytta).

Entre ce lambeau de plateau, que ses modelés rattachent déjà au domaine oriental fortement couvert du bourrelet montagneux, et le domaine très partiellement couvert des replats inférieurs, il existe quelques cas intermédiaires. Le plus représentatif est celui du Heimfjell, un long versant doucement incliné (10 à 15°) qui interrompt sur 2,5 km le rebord septentrional à corniche du massif du Kvitingskjølen, entre le Kvithø (1777 m) et le nord Koppen (1563 m, pl. 7). Ce versant constitue un raccord progressif entre le plancher du couloir de l'Ottadal, taillé dans les micaschistes de l'unité de Sålell et le bloc sparagmitique d'Ekleseter vers 1100 m d'altitude (cf. supra, chapitre II, p. 345), et la vaste cuvette suspendue du Koppfly, qui échancre la retombée nord du Knitingskjølen entre 1400 et 1500 m. Il présente divers ressauts et replats correspondant à des bancs épais de quartzite (Ekleseter), et plus haut aux lames de gneiss à pyroxènes les moins écrasées de la partie basale de la nappe du Jotun ; ces bancs sont les seuls à émerger d'un manteau morainique assez continu et épais (3 à 5 m de part et d'autre de l'entaille torrentielle du Gjerdingi) qui recouvre

l'ensemble du versant entre le rebord du Koppfly et le replat métasédimentaire raclé. Les matériaux grossiers de la moraine sont composés à 80% de blocs anguleux de roches du Jotun (gneiss à pyroxènes, péridotites), le reste représentant les matériaux du substratum immédiat (mylonites, quartzites); ils témoignent d'un transport à très faible distance, voire d'un remaniement sur place de matériaux que l'on trouve en place et en aussi grande abondance dans les parties proches du Kvitingskjølen, 200 m plus haut (Kvithø, ph.35). La faiblesse du transport est probablement liée à une faible mobilité de la glace, y compris de celle qui a pu déborder sur ce versant lors des phases initiales des glaciations depuis la cuvette du Koppfly (celle-ci, à l'amont de laquelle se trouvent deux ébauches de cirques, est située sous le vent et au NE des plus hautes croupes sommitales du massif). L'émission de glaces locales depuis ce massif situé en position très interne dans la région la plus sèche de Norvège n'a sans doute jamais été considérable comme en témoigne l'absence de traces de glaciation de montagne post-weichselienne. Lors des paroxysmes glaciaires, l'écoulement régional, dirigé vers le NE et le N depuis les régions du Bøverdal et du lac Tesse a plutôt laissé à l'écart le versant nord du massif, celui-ci ayant joué en partie un rôle d'écran par rapport à la culmination du Jotunheim central. On conçoit dès lors que la glace sans doute peu mobile et à base froide qui est descendue du massif soit restée peu active, ne mobilisant que très peu les matériaux incorporés à sa semelle. Les quelques coupes que nous avons pu observer le long du torrent du Gjerdingi montrent d'ailleurs que le lit rocheux, très rugueux sous la moraine, porte peu de traces d'abrasion. Celles-ci ne se multiplient que plus bas sur le replat d'Ekleseter, à proximité de l'auge de l'Ottadal où des courants canalisés ont pu se constituer lors des phases initiales et tardives des glaciations et des stades glaciaires.

Les seules formes construites visibles sur le Heimfjell sont trois ou quatre bourrelets de moraine latérale édifiés entre 1250 et 1400 m d'altitude sur le bord sud d'une langue glaciaire qui s'est constituée dans l'Ottadal en débordant largement de l'auge. Postérieure à la fin des écoulements obliques vers le N et le NE, au morcellement de l'inlandsis et sans doute à la déglaciation d'une grande partie du Kvitingskjølen, la construction de ces bourrelets est liée à un épisode de gonflement, puis aux stades de retrait de la glace qui a subsisté

dans l'Ottadal, sous l'effet d'une alimentation persistante par le Bøverdal et la culmination glaciaire du Breheim. Cette alimentation ayant pris fin avant 9100 BP (cf. supra, chapitre 3, p. 557), on peut proposer une corrélation de ce bref événement avec le stade de Gaupne-Høgemo. Ses effets se sont limités à l'édification de terrasses de kame dans le col qui constitue le rebord du Koppfly entre les buttes dissymétriques du Gråvåhø et du nord Koppen, puis à celle de moraine de poussée correspondant à des oscillations mineures lors de la décrue glaciaire, alors même que les eaux issues du Kvitingskjølen et d'une masse de glace morte qui a persisté quelque temps sur le Koppfly ont commencé à s'écouler vers l'Ottadal, sous la glace, en entaillant la moraine et même le lit rocheux (nous avons relevé dans le lit du Gjerdingi, à 1215 m d'altitude, des surfaces à cupules probablement façonnées dans les mylonites amphibolitiques par cavitation en régime d'écoulement sous pression). Ces données montrent en tout cas que les dernières phases de façonnement du manteau morainique sont le fait d'un glacier à base proche du point de fusion ; probablement bloqué dans son mouvement vers l'est par la masse de l'inlandsis subsistant sur le moyen Gudbrandsdal, ce glacier n'a pas laissé de traces d'écoulement longitudinal important (moulurage, etc.). Ses effets au niveau du lit rocheux semblent être nuls, tout au moins dans ce versant couvert.

Dans les deux derniers cas, on observe donc que la présence d'un manteau morainique plus épais s'accompagne d'un raclage du lit rocheux moins poussé que dans les parties les plus basses des couloirs intramontagnards. Il n'en reste pas moins que les glaciers ont sans doute fortement contribué à l'aménagement du Heimfjell , versant de raccord dont la couverture, le relief inégal et les pointements raclés de roches massives portent les marques de plusieurs régimes successifs d'écoulement glaciaire.

b. un empâtement complété par les dépôts fluvioglaciaires et fluviatiles.

Des cônes de déjection et des deltas lacustres ont été construits dans d'amples dépressions légèrement surcreusées, séparées des grandes auges voisines par les larges verrous que constituent les systèmes de crêts des replats du Bøverdal (Soleggi, verrou de Sålell) et de l'Ottadal (verrou d'Uksfoss, fermant le lac Tesse au nord). Les larges

cônes de déjection aplatis édifiés sur les bordures NW (Kvitingi) et NE (Ilva) du Kvitingskjølen contribuent avec les placages de moraine de fond qui revêtent les concavités basales des corniches (Tessefjell) à adoucir les retombées du massif en masquant ses irrégularités. Ainsi le cône du Kvitingi (ph. 38) ennoie une crête monoclinale de quartzite de quelques mètres de hauteur que l'on retrouve de part et d'autre dans le col du Skjenarvollan et sur le Mjølkehaug (fig. 69). Ces cônes ont été construits au débouché des ravins partiellement enfoncés dans la roche en place qui entaillent le rebord convexe des hautes dépressions ou "fly" internes du massif (cf. chapitre 2, p.288). L'abondance des matériaux - blocs et cailloux hétérométriques mal roulés de gneiss à pyroxènes et de péridotite - est problablement liée à l'attaque et à l'entraînement par les torrents d'une épaisse couverture meuble accumulée lors de la dernière glaciation sur les fonds de ces dépressions, en contrebas des hautes croupes revêtues de blocailles.

Le cône de l'Ilva se prolonge vers l'aval par un large delta qui tend à combler l'extrémité NE du lac Tesse ; ses matériaux fins (sables, silt) proviennent du tri des matériaux hétérométriques du cône par des eaux que la brutale diminution de pente a assagies. Il en est de même pour le delta de la Smådøla, construit au sud du lac, au débouché de l'ample vallée légèrement suspendue du Smådal ; une partie des matériaux provient de la profonde entaille creusée après la déglaciation du secteur dans l'épais bouchon morainique qui ferme cette vallée au fond tapissé de dépôts glaciaires et fluvioglaciaires (ph. 106, pl. 7). On retrouve d'ailleurs à l'ouest de ce delta (Nåvårseter) des accumulations fluvioglaciaires plus grossières, conservant de multiples kames et eskers formés lors de la phase finale de la déglaciation (Jørgensen, 1964).

Le fort empâtement de ce secteur résulte donc du remaniement d'une couverture épaisse présente sur les massifs comme dans les vallées à la fin de la dernière glaciation. Il est vrai que cette partie du Jotunheim oriental présente déjà les caractères propres au domaine beaucoup plus largement couvert que constituent les plateaux du Sjodal et du Valdres.

2. Les grands plateaux couverts

Les seules grandes étendues à couverture morainique et fluvio-



Photo 106. La partie aval du Smâdal.

Vue vers le SE depuis Smørlii. Epais dépôts morainiques et fluvioglaciaires sur le gradin de confluence avec l'ombilic du lac Tesse, entaillés par le ravin de la Smâdøla. Au fond : le plateau de micaschistes du Grâhø (1100 m), le Rindhovda et le nord du massif du Refjell.

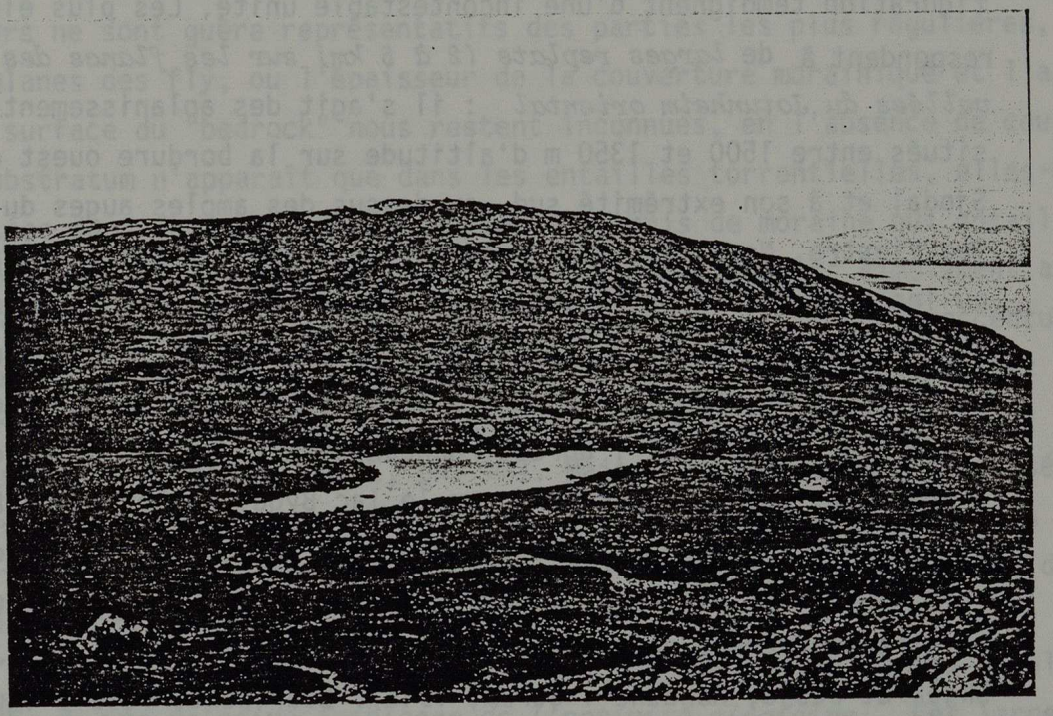


Photo 107. Formes et dépôts de glace morte (kames, kettle) sur le Veslenuten (rebord est de la nappe du Jotun au-dessus de l'extrémité ouest du lac Vinstra ; altitude 1240 m).

glaciaire qui figurent dans notre terrain sont *les plateaux situés au nord-est, à l'est et au sud-est du Jotunheim* . Il s'agit pour l'essentiel des plateaux de moyenne altitude qui s'étendent en contrebas et à la périphérie des hauts plateaux et des massifs, ils sont coupés du domaine montagnard proprement dit et de ses formations à blocs par des abrupts discontinus qui ne se fixent que localement en arrière du front de nappe (Valdresfly, N et NE du lac Vinstra). Ces vastes surfaces généralement peu accidentées se rattachent au domaine plus étendu des grands plateaux à couverture morainique qui constituent partout le piedestal et la retombée orientale des Scandes (Norvège orientale, la plus grande partie de la Suède) ainsi que la majeure partie des basses terres entourant le bassin baltique (Rudberg, 1970).

a. Hauts replats et "fly"

Pas plus que dans le cas précédent, des plateaux n'appartiennent à un domaine morphostructural unique, même si leur localisation et leur configuration témoignent d'une incontestable unité. Les plus élevés correspondent à de *larges replats (2 à 5 km) sur les flancs des plus grandes vallées du Jotunheim oriental* : il s'agit des aplanissements partiels situés entre 1500 et 1350 m d'altitude sur la bordure ouest du couloir du Sjodal et à son extrémité sud, au-dessus des amples auges du Heimdal et du lac Vinstra. Nous les avons interprétés (livre I) comme les prolongements ou les équivalents orientaux de la surface principale du Sogn, conservés sur les roches du Jotun (Valdresfly) et sur les sédiments sous-jacents (quartzites du Hinnfly) au-dessus des basses surfaces du Valdres. Nettement limités à l'amont par l'abrupt rocheux nord-sud qui s'allonge du Smådal (Heranoshø, 1660 m) au rebord sur le lac Bygdin (plateau du Rasletind, Fagerdalshø, ph. 46), ils constituent des exemples typiques des paysages de "fly", plateaux pierreux doucement inclinés s'étalant au pied de plusieurs massifs montagneux de Norvège centre-est (nord du Breheim, fjell entre Skjåk et Lesja, Rondane : Strøm, 1945). Leur pente faible (quelques degrés) ou nulle ne s'accentue que sur les rebords convexes dominant les aplanissements inférieurs (Hinnfly, Besstrondfjell, nord du Valdresfly) et au voisinage des ravins qui s'encaissent dans ces rebords (Veogjelet, pl. 7). La roche en place y est entièrement couverte de moraine, ou masquée par des nappes d'eau peu profondes et des marais à l'emplacement de dépressions

toujours peu marquées. Elle n'émerge de ce manteau d'épaisseur difficile à estimer (quelques mètres visibles sur les flancs des ravins) qu'au voisinage des ruptures de pente (quelques pointements de gabbro et d'amphibolite sur le rebord nord du Valdresfly) et sur les croupes arrondies issues du morcellement de la lanière d'interfluve entre le Smådal et le Veodal (Rundhø, 1478 m ; Grønhø, 1300 m ; Fuglhø, 1500 m : fig.64). Sur ces dernières, les gneiss à pyroxènes faiblement fracturés (éch. 495 ; Grønhø) mais aussi des bancs amphibolitiques débités par des joints parallèles plus serrés (40 cm) affleurent en roches moutonnées et en petites crêtes dissymétriques surbaissées parmi une moraine peu épaisse et en partie lavée de ses éléments fins.

Le relief de ces "fly" est partout très régulier, peu accidenté, y compris dans les secteurs à couverture mince et discontinue qui viennent d'être évoqués. Dans ces derniers, c'est le lit rocheux lui-même qui présente des formes assez émoussées, même si l'on peut y lire, sur les photographies aériennes surtout, une modeste exploitation des contrastes de résistance mécanique du substratum (Rundhø - Grønhø) ; il est vrai que ces secteurs ne sont guère représentatifs des parties les plus régulières, les plus planes des fly, ou l'épaisseur de la couverture morainique et l'aspect de la surface du "bedrock" nous restent inconnues, en l'absence de coupes (le substratum n'apparaît que dans les entailles torrentielles, elles-mêmes emboitées dans des vallons plus amples et garnis de moraine qui entaillent le rebord des fly - Veogjelet, par exemple). Nous pouvons simplement affirmer que localement, la régularité de la surface des fly est accentuée par le remplissage de cuvettes modérément surcreusées, principalement autour des lacs peu profonds qui occupent les amples dépressions du Valdresfly (Fisketjørn W et E, ph. 46). Mais il s'agit de cas localisés, qui ne permettent pas d'affirmer l'existence d'un défonçage poussé du substratum ; ils ne démentent pas une certaine perfection d'ensemble des aplanissements partiels qui constituent ces fly.

De même que dans le cas du Ljoslifjell (Bøverdal), cette régularité est liée à *une relative faiblesse de l'activité glaciaire* . Ces larges plans inclinés sont en effet tous situés sur la bordure d'importants axes de canalisation qui ont concentré l'essentiel des courants de glace actifs (Sjodal, Heimdal, auge Bygdin - Vinstra) ; ils sont en outre entaillés au droit de chacune des vallées affluentes venues du Jotunheim (Veodal, Russdal, Gjende, Leirungsdal, Vinstra) par des vallons et des ravins (Veogjelet),

succédant aux verrous-gradins calés sur le front de la nappe du Jotun. Au total, ils sont donc tous en situation d'angle mort entre les auges bien alimentées par les massifs du haut Jotunheim, des glaciers de cirque qui n'ont guère débordé, et le collecteur qu'a constitué le Sjodal. Notons d'ailleurs que lors des phases de glaciation d'inlandsis, le glissement basal de la glace dans le Sjordal est resté faible, du fait de la basse température des glaces formées dans le Jotunheim et de la faible profondeur de cette vallée, qui a empêché selon toute probabilité le flux géothermique d'amener la glace près du point de fusion (fig. 114) ; en outre, du fait de la proximité à l'est et au NE, de la culmination de l'inlandsis, la glace a été déviée au nord vers le couloir étroit et faiblement surcreusé du lac Tesse. L'activité glaciaire a pu être plus importante lors des phases initiales de glaciation de montagne, au cours desquelles des matériaux entraînés depuis les massifs et les vallées du Jotunheim ont pu être déposés, étalés ou remaniés sur les flancs du Sjodal. Mais nous savons que lors des phases terminales, et en particulier lors de la récurrence froide du Pré-Boréal, la glace du Sjodal, pourtant gonflée par les apports des vallées du Jotunheim, n'a guère été plus active, bien qu'ayant été proche du point de fusion. Faisant partie intégrante des vestiges de l'inlandsis encore épais plus au NE, elle n'a pu s'écouler dans cette direction, et s'est contentée d'émettre des langues diffluentes vers l'est, par les vallées affluentes du massif Refjell - Heimdalshø (Carlson *et al*, 1979, cf. aussi chapitre 3, p). Les seules marques héritées de cet épisode sont les multiples bourrelets de gros blocs mal roulés, hauts de 5 à 15 m et les monticules plus petits de moraine sableuse qui constituent deux vastes systèmes faiblement ordonnés sur les surfaces planes ou peu inclinées du Valdresfly, de part et d'autre de l'éminence du Fisketjernknausen(1531 m ; ph. 46). Leur disposition grossièrement orientée (Carlson *et al*, 1979) suggère un écoulement transfluent depuis le N W (glaces venues des auges de Gjende et du Leirungsdal) vers le SE (Vinstra). La quasi-absence de pointements rocheux raclés et de surcreusements suggère que l'écoulement de la glace a pu alors s'effectuer par simple déformation de l'épaisse couverture meuble, conformément au schéma de Boulton (1979). Ce plateau, comme les autres fly en situation analogue ne semble donc guère avoir connu de phases d'englacement actif, susceptible d'intervenir au niveau de la roche en place. Les phases finales de la déglaciation s'y sont tout au plus traduites par le creusement de quelques chenaux latéraux d'eau de fonte dans la moraine (Hinnfly).

Il n'existe guère de solution de continuité entre les couvertures morainiques de ces fly et celles qui tapissent les étages inférieurs du relief, les vallées comme les bas plateaux qui s'étendent vers l'est et le sud-est. D'épais dépôts aux modelés plus ou moins mamelonnés tapissent les replats qui s'étendent à l'est du Sjodal, sur le rebord oriental du massif Refjell - Heimdalshø, à la même altitude que le Valdresfly, vers 1400 m (Steinfly, au nord du lac Vinstra ; replats au nord du Heimdal, autour du Sikildal ; est du Refjell) ; il en existe aussi sur les sommets plus ou moins plats des buttes qui précèdent le front montagneux (Austhø, Okskampen, ph. 41). Les flancs mêmes de ces reliefs au-dessus des plateaux inférieurs sont couverts de moraine, jusque sur des pentes de 20 - 25 ° : seules les corniches monoclinales correspondant au front oriental de la nappe du Jotun (corniches gabbroïques de l'Austhø et de l'Okskampen, pl. 8) émergent de ce manteau qui empâte considérablement les bases de versants (par exemple : rebord est du Tessefjell, fig. 116 ; ou au sud du Begnadal, les environs du lac Helin).

b. Les grands plateaux du versant oriental : couvertures morainiques et modelés de raclage.

Les modelés morainiques et fluvioglaciaires les plus remarquables caractérisent les plateaux inférieurs, tels que le plateau marécageux du Veofly, qui sépare le Sjodal de la cuvette du lac Tesse (1080 m, fig. 64), les vastes fly et les plaines tourbeuses faiblement inclinées (Refjellfly, Åkremoen) qui encadrent l'ample gouttière à peine surcreusée du Murudal entre 850 et 1100 m d'altitude, et surtout les vastes plateaux mollement ondulés du Valdres, à l'est, au sud-est et au sud du lac Vinstra (850 à 1000 m). Taillés dans les mylonites basales de la nappe du Jotun, dans la sparagmite du Valdres et dans les phyllites sous-jacentes, ces plateaux doivent en partie leur régularité d'ensemble à leur couverture morainique et aux remplissages tourbeux localisés dans les cuvettes. Cette couverture à gros blocs erratiques est cependant moins continue et sans doute moins épaisse que l'aspect empâté ne le suggère : il en émerge de multiples pointements rocheux, par exemple sous la forme des discrètes corniches monoclinales qui jalonnent le rebord du léger replat calé sur le front de la nappe du Jotun entre l'Austhø et l'Okskampen, au-dessus de la très vaste cuvette à fond plat de la moyenne Vinstra (Flatstranda, ph. 41). Ces pointements sont le plus souvent

façonnés en roches moutonnées, comme sur le rebord convexe à peine marqué du Refjellfly au-dessus du Murudal à Kaggerudseter. La roche en place n'est donc jamais bien loin de la surface, tout au moins sur les longs interfluves surbaissés et sur les seuils qui séparent les cuvettes marécageuses (ph. 4). Les plateaux inférieurs, comme les fly de l'étage intermédiaire, comportent donc *des plans inclinés rocheux* de plusieurs kilomètres de largeur au pied des abrupts montagneux, *surfaces de raccord* entre de courtes concavités basales et d'amples gouttières faiblement enfoncées en contrebas du plan régulier qui forme la ligne d'horizon (ph. 46), ou *larges planchers de golfes d'érosion* développés dans le rebord est du massif Refjell - Heimdalshø à la jonction des vastes auges suspendues qui le disèquent (Åkremoen et ses annexes occidentales, au débouché du Sikilsdal et du Griningsdal . Refjellsfly). La même observation vaut pour les surfaces planes et marécageuses qui bordent au sud le front discontinu du long crêt résiduel WE de sparagmites et de conglomérats servant de cloison méridionale aux ombilics du lac Vinstra et du Kaldfjord - Øyvatn (Olefjell, Skreddalsfjell, Skaget, Marsteinhøgdi, Langsuen ; cf. supra chap. II, p.360et ph.53). Ces plans réguliers larges de 2 à 4 km forment la racine de l'immense surface d'aplanissement du Valdres et s'étalent au pied même des ressauts rocheux inscrits dans la courte concavité basale du crêt (plaine du Skreddalstjern, Skagsfly, 1100 m). Les longues échines sparagmitiques qui les prolongent loin vers le SE apparaissent d'ailleurs en partie nues et raclées (Brummeknattten, Skreddalshøgdi ...1100 m) entre les grandes gouttières parallèles faiblement surcreusées (Javnåni, Skreddal, haute Etna ; 1050 à 950 m) sur le plancher desquelles se concentre la couverture morainique. La régularité d'ensemble de ce plateau très faiblement disséqué et modérément accidenté par quelques reliefs résiduels de sparagmite (Kjølafjell, Gravfjell, cf. supra, chap. 2, p.360) ne doit donc rien à la couverture morainique, qui ne fait que revêtir partiellement les interfluves les plus larges et qu'empâter très incomplètement les dépressions ou les bases d'abrupts . Les mêmes caractéristiques se retrouvent sur les plateaux de micaschites situés de part et d'autre de la Begna, ainsi que sur les parties de la fenêtre de Beito situées dans le même plan, au débouché même de l'auge de l'Yksnedal (plateau de Beito, doté d'une couverture morainique et fluvioglaciaire épaisse de 2 à 5 m : plateau du Raudhorn, sur le flanc nord du Slettefjell, ph.53).

Il n'en reste pas moins que le contraste est frappant avec les

surfaces rocheuses de l'ouest du Sogn - Jotun, aussi bien par la régularité des formes aux échelles hectométrique et décamétrique que par l'abondance de la couverture. Ce contraste, qui relève, nous l'avons vu, d'une dissymétrie majeure à l'échelle du bourrelet montagneux est essentiellement lié à la position et à la configuration de la région, et aux conséquences que ces facteurs ont eues sur les dynamiques glaciaires. Il est en effet difficile d'invoquer la nature du substratum , et une plus grande aptitude à fournir des débris : les surfaces rocheuses de l'ouest correspondent à des micaschistes, des quartzites et des roches du Jotum mylonitisées souvent peu différents des roches qui forment le substratum des plateaux orientaux ; et les deux types de surfaces se répartissent de part et d'autre d'un même massif montagneux dont les roches (gneiss à pyroxènes, formationsplus ou moins mylonitisées des lames méridionales) présentent les mêmes possibilités de fragmentation sur toute la largeur.

Les différences essentielles résident dans les possibilités d'écoulement de la glace à la périphérie du Jotunheim et dans les types mêmes de processus d'écoulement qui s'y sont succédés. Les phénomènes de glissement sur le lit rocheux n'ont pas été absents de ces régions. En effet, chaque fois que la roche affleure, que ce soit sous la forme de roches moutonnées émergeant à peine d'une surface plane, ou sous la forme de reliefs saillants modestes (crêts entre Austhø et Okskampen, échines sparagmitiques du Valdres à l'est de Beito) ou beaucoup plus vigoureux (crêt conglomératique de l'Olefjell - Skaget) on y observe de magnifiques formes de raclage et d'abrasion, conservant parfaitement des stries glaciaires. Le substratum des couvertures morainiques et fluvioglaciaires a rarement pu être observé, mais quelques coupes fraîches dans le replat de Beito montrent des surfaces polies sur les micaschistes (fig. 183) ; il est vrai que l'on se situe ici à proximité immédiate d'une grande vallée glaciaire (Rauddal - Øystre Slidre) et que cela ne permet pas de préjuger de l'état du plancher rocheux des autres étendues couvertes . A Beitostøl, dans le large col séparant cette vallée de l'ample gouttière du Javnin (S de l'Olefjell), ces modelés ont été observés sous 2 à 3 m de moraine de fond passant latéralement, à des dépôts stratifiés de sable et d'éléments mal roulés ; résultant du remaniement de la moraine par les eaux de fonte, ces dépôts représentent probablement des terrasses de kame formées au contact de la glace lorsque celle-ci n'a plus débordé de l'ombilic de l'Øyangen (fig. 117). La composition de la moraine, qui comporte des roches du Jotun (gabbros, gneiss à pyroxènes,

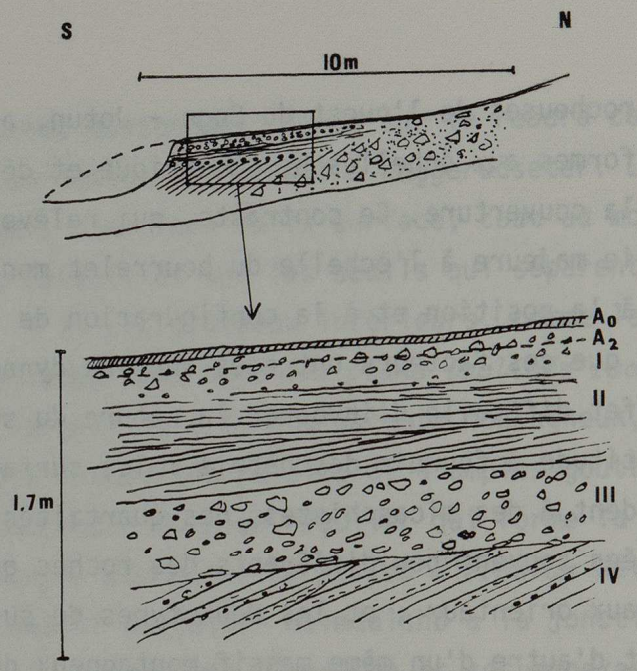


Figure 117 : Coupe dans un dépôt fluvioglaciaire du replat de Beito (Solbakken, cote 869).

I: gravillon; II: sable grossier strafifié, sur lits de sable et de silts alternés; III: cailloux mal roulés, disposés à plat vers la base; IV: lits de sable grossier, silt et gravillons alternés.
Dépôt marginal de fonte (terrasse de kame) jalonnant une étape du rétrécissement de la langue glaciaire de l'Øystre Slidre.

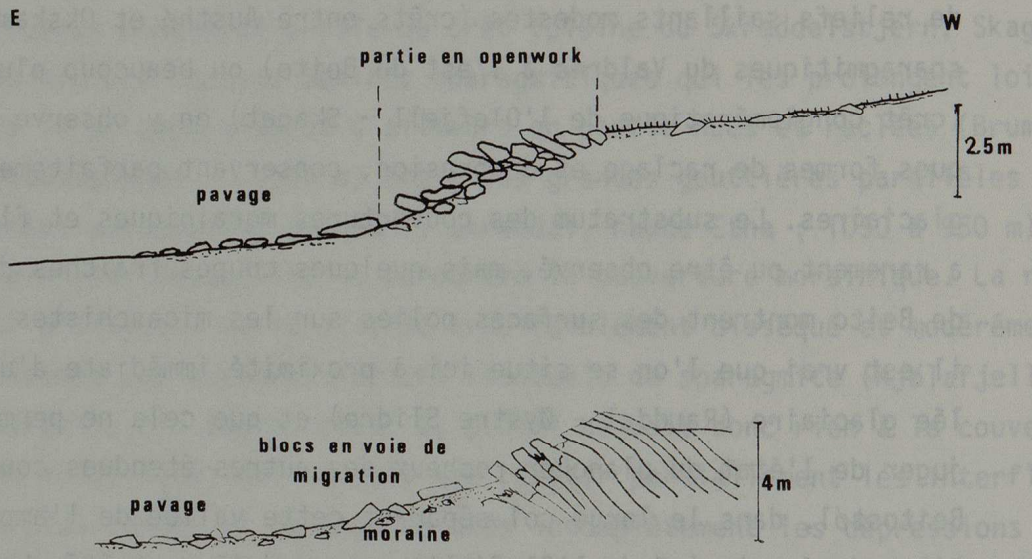


Figure 118 : Coupes schématiques dans deux types de terrasses coupant le versant de sparagmites et de mylonites du Slettefjell (Jotunheim oriental) à 1320 et 1360 m d'altitude. Dans le premier cas, aucun ressaut structural n'a pu être décelé.

roches acides plus ou moins mylonitiques) ainsi qu'une proportion importante des roches sédimentaires d'origine proche (conglomérat de Bygdin, sparagmite du Valdres) montre l'importance des apports par une glace chargée, depuis l'Ouest (Yksnedal) et le NW (glace diffluente de l'auge de Bygdin - Vinstra) ; la présence de ces roches locales, arrachées au verrou de Bygdin et aux croupes sparagmitiques du Heklefjell montre que même hors des auges du Jotunheim, la glace a continé à éroder le lit rocheux, mais aussi que le "lodgement" ou l'abandon pur et simple de la charge sont intervenus au bout d'une courte distance. Il reste cependant difficile d'attribuer cette dynamique à un type précis d'englacement et de savoir si ces processus ont pu intervenir lors des paroxysmes glaciaires ; mais la mobilité qu'elle implique au niveau du lit rocheux nous incite plutôt à y voir les effets du déplacement d'un glacier actif à base proche du point de fusion, comme il a pu s'en produire au cours du Tardiglaciaire avant que ne s'interrompent la diffluence depuis Bygdin et les apports depuis le Jotunheim méridional (cf. supra, chapitre III, p.566). Ce glacier a sans doute remanié des matériaux déjà mobilisés et déposés antérieurement, comme le prouvent les émoussés très inégaux des éléments de la moraine. De nombreux épisodes glaciaires plus ou moins semblables ont dû se produire lors des phases initiales et tardives des multiples glaciations pléistocènes, engendrant ainsi les légers surcreusements de ce secteur (Javnin, 854 m), en contrebas de croupes avoisinant 1000 et 1100 m. C'est également ce que l'on peut observer autour du débouché d'autres vallées du Jotunheim oriental, également affectées par la récurrence du Pré-Boréal (roches moutonnées sur le rebord du Refjellsfly à Kaggerudseter ; Flatstranda, à l'est du Nedre Heimdalsvatn ; ph. 41).

Plus à l'est et au sud-est, il n'est pas possible d'invoquer l'effet de langues actives et individualisées issues du Jotunheim. On note d'ailleurs une répartition inégale des modelés d'abrasion dans cette région ; ils sont rares ou absents à la surface des plateaux réguliers et fortement couverts qui s'étendent à l'est du massif Refjell - Heimdalshø autour du Murudal, et ils ne sont fréquents que dans le Valdres, au sud est du Heimdal et au sud de la cloison méridionale des ombilics du lac Vinstra et du Kaldfjord - Øyvatn. Les stries et les formes de moulurage de la moraine (drumlins, à l'est de l'Øystre Slidre) indiquent dans ce secteur un écoulement généralisé en direction de l'ESE (au nord) et du SE (au sud). Une telle disposition s'explique bien par un écou-

lement de glace depuis une zone de divergence prolongeant vers l'est celle du Jotunheim et située à l'emplacement du Murudal et des plateaux où s'enfoncent la basse Sjoa et la basse Vinstra, à proximité du Gudbrandsdal. Cela correspond effectivement à la disposition de la zone faîtière de l'inlandsis lors du maximum weichselien et des dernières phases de son existence (Garnes, 1979, Carlson *et al*, 1979). Il paraît difficile d'attribuer le façonnement de ces modelés au maximum glaciaire, au cours duquel la glace, épaisse de 1500 m environ sur les plateaux, a probablement été froide jusqu'à la base, et donc peu mobile (Bergersen et Garnes, 1972, Garnes, 1979 ; fig. 114). Mais avec les améliorations climatiques tardiglaciaires, l'amincissement de l'inlandsis et le réchauffement basal consécutif, le déplacement par glissement sur le lit rocheux et par déformation des couvertures morainiques épaisses a pu reprendre. Le maintien tardif de mouvements vers le SE, dans toute la région située au SE du Jotunheim des gneiss à pyroxènes (Carlson *et al*, 1979) s'explique par le fait qu'à la glace du dôme climatiquement mort s'est ajoutée, jusqu'au morcellement final (fin du Pré-Boréal) la glace venue du centre de glaciation montagnard (cf. chapitre 3, p. 563). Mais nous ne saurions négliger non plus, parmi les phases glaciaires responsables du raclage et de la mobilisation des moraines des plateaux orientaux, les phases initiales des glaciations et des grands stades glaciaires, au cours desquelles les glaces venues de la zone faîtière des Scandes ont envahi ces surfaces en débordant des grandes vallées le long desquelles elles avaient d'abord entrepris leur avancée vers le SE (fig. 96). Il faut cependant reconnaître que si ces phases ont laissé des traces sous la forme de tills anciens conservés dans quelques vallées transversales de la région du Gudbrandsdal (Hjellådal : Garnes, 1979), nous ne sommes pas en mesure d'identifier leurs effets spécifiques dans la région étudiée.

De cette superposition de dynamiques est né le modelé actuel des plateaux, avec le remarquable parallélisme des amples gouttières NW - SE à peine surcreusées et des croupes rocheuses d'interfluve, surtout au SE du Heimdal et de la cloison méridionale du Vinstra, et autour du Begnadal. Sans attribuer à l'action exclusive des glaciers ces formes parallèles aux grands axes de dissection et conformes à la pente d'ensemble de la région, on peut supposer que les glaciers les ont accentuées, façonnant de très amples ombilics à peine surcreusés et suspendus les uns par rapport aux autres, aux flancs concaves à peine in-

clinés et interrompus par de larges replats marécageux, en contrebas d'échines d'altitude régulière. L'absence de couverture sur celles-ci est probablement liée au phénomène de "streaming" et de concentration des matériaux dans les dépressions (Boulton, 1979), que nous avons déjà mentionné dans le NW du Jotunheim. Elle va de pair avec une efficacité réduite de l'abrasion (bien que ses effets y soient précisément plus visibles qu'ailleurs). Bien que l'érosion glaciaire n'y soit pas négligeable (profilages des échines, avec traces d'arrachement sur les corniches tournées vers l'aval-glacier : versant S de l'Olefjell, par exemple), cela peut contribuer à rendre compte de la sub-égalité d'altitude, probablement héritée de celle de l'aplanissement modérément défoncé dont dérive la région.

Le problème essentiel reste *l'abondance des matériaux du till* entre ces échines, sur de vastes superficies. Dans les régions étudiées, toutes situées à moins d'une dizaine de km du front de la nappe du Jotun, nous avons noté parmi les éléments hétérométriques de la moraine la présence de roches du Jotun (elles sont même presque exclusives sur le Heklefjell, au SE de Bygdin, à 2 km du front de la nappe), mais aussi l'incorporation de roches du substratum ou d'origine très proche, comme sur le replat de Beito. La mise en place - par "lodgement" ou blocage sur le lit rocheux - de cette moraine de fond à matrice sablo-limoneuse, et son façonnement sur place en formes longitudinales ou transversales témoignent d'*un transport à faible distance* . Sur le Slettefjell, la longue échine qui s'incline doucement depuis le massif du Mugnetind vers le Valdres, entre les fenêtres de Vang et de Beito, la proportion de roches du Jotun tombe à 10 ou 15 % sur substrat de micaschistes, à 3,5 km seulement du front du Jotun (col du Slettefjell) ; les matériaux, surtout sparagmitiques, ont subi un transport d'1 à 2 km. Il est vrai qu'il s'agit ici d'un interfluve entre deux axes de canalisation de la glace, et que l'écoulement a dû y rester lent.

On peut supposer, avec Bergersen et Garnes (1972) que l'essentiel de ce transport s'est fait avant les maxima glaciaires, sous l'effet de grands glaciers qui, nés sur les montagnes, ont pris en charge une partie des matériaux formés dans le domaine montagnard avant l'englacement, en se contentant surtout d'entraîner ou même de recouvrir sans les déranger les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires abandonnés à la fin des glaciations précédentes (d'où les moraines sableuses à poches fluviatiles qui tapissent certains secteurs, au débouché des vallées du massif

Refjell - Heimdalshø : Åkremoen ; Carlson *et al*, 1979). La prise en charge, par incorporation à la semelle du glacier, peut d'ailleurs être le fait d'une glace à base froide (Boulton, 1979), la contrepartie étant la lenteur du déplacement basal. Une telle origine explique aussi le mélange d'éléments anguleux et émoussésobservable dans quelques médiocres coupes à l'est de l'Okskampen et du Saukampen.

Ces observations confirment les données de P. Jørgensen (1977) selon lesquelles, dans l'ensemble de la Norvège, la composition du till reflète généralement celle du substratum. Les travaux cités par cet auteur montrent tous, en effet, que la proportion des éléments provenant d'un secteur donné diminue partout de façon brutale au bout d'un parcours de 3 à 8 km.

L'existence de plateaux couverts et assez faiblement défoncés va donc de pair avec la faible mobilisation d'un matériel détritique dont la mise en place a commencé bien avant la dernière glaciation. La frange de plateaux que nous avons étudiée est un peu particulière, dans la mesure où l'on y voit une forte proportion de matériaux provenant du puissant massif montagneux voisin ; mais cette proportion diminue fortement au-delà des 6 à 18 km de largeur auxquels nous nous sommes limités (Jørgensen, 1977). Au-delà de la périphérie immédiate d'une partie du Jotunheim oriental, où la mobilisation a été possible lors des phases initiales et terminales des glaciations, les raisons d'un faible déplacement des matériaux sont multiples. Elles tiennent tout d'abord à la *faible mobilité de la glace au cours d'une grande partie des glaciations*, lors des maxima, sous la zone faîtière de l'inlandsis ou à proximité immédiate (Gravenor, 1975). Et lorsque cette glace est redevenue plus mobile, sous l'effet des conditions évoquées plus haut, tout s'est passé comme si en dehors des croupes et des échines saillantes, son déplacement s'était fait non par glissement sur le lit rocheux, mais par déformation au sein de la moraine de fond, selon le schéma de Boulton (1979). Cette affirmation repose sur l'identification de traces multiples d'une telle dynamique, par nos soins et par ceux des auteurs qui ont récemment étudié les plateaux au nord de l'Øystre Slidre (Carlson *et al*, (1979).

Il s'agit tout d'abord de *drumlins*, dont la relative rareté peut être liée à celle des très gros blocs (péridotite) et des aspérités susceptibles de favoriser leur nucléation (Boulton et Paul,1976).Quelques groupes de dimensions restreintes existentà l'est du Murudal et dans le Valdres (sud du lac Yddin, à l'est de l'Øystre Slidre), c'est-à-dire sur

le fond ou les flancs d'amples gouttières parallèles au mouvement général de glace. Mais plutôt que ces formes longitudinales, on observe le plus souvent des topographies chaotiques qui tendent à s'organiser en vastes systèmes de bourrelets transversaux, sur les fonds des gouttières et des vastes ombilics, à quelques km du débouché des vallées du Jotunheim NE (Murulien, et surtout extrémité est des auges du Heimdal et du Vinstervatn - Kaldfjord, aussi bien sur le large col entre Austhø et Okskampen, ph. 41, que dans la plaine du Kaldfjord et du l'Øyangen , plus au SE) ainsi qu'au sud de la cloison méridionale du Vinstra, dans le Valdres (Javnin, à l'est de Beito ; Kjølavatn, au sud du Skreddalsfjell ; col du Skagstjern et la gouttière de la Fjelldokka qui le prolonge au SE). Ces systèmes de bourrelets parallèles hauts de 5 à 10 m ont été interprétés par Carlson *et al* (1979) comme des *moraines de Rogen* . Alors que les drumlins ont incontestablement été formés par un glacier actif à base proche du point de fusion, par déformation du substrat morainique sur lequel il se déplaçait (Boulton, 1979), la signification dynamique des moraines de Rogen et donc leur attribution à une séquence glaciaire particulière sont moins claires. Leurs crêtes plus ou moins régulièrement espacées (200 à 300 m) se sont probablement formées à l'emplacement de bandes où la pression de la glace s'est amoindrie, sous l'effet d'un mouvement d'ascension le long de plans de cisaillement obliques (Sugden et John, 1976, p. 245) ; de tels cisaillements internes peuvent se produire aussi bien sous de la glace froide que sous de la glace tempérée, dans des secteurs de compression correspondant à des reliefs transversaux par rapport à l'écoulement (seuil entre Vinstra et Kaldfjord ; col du Skagstjern) ou à des zones d'affrontement entre les glaces provenant du centre de glaciation actif du Jotunheim et celles, moins mobiles, des plateaux orientaux. Etant donné les nombreuses transitions entre les moraines de Rogen, les topographies chaotiques et les véritables drumlins, nous pensons que le façonnement de ces formes a été plus ou moins simultané, sans pouvoir résoudre pour autant le problème de leur attribution à telle ou telle phase de la glaciation. Le fait que ces formes soient situées dans une région où le mouvement de la glace s'est toujours effectué dans la même direction nous empêche en effet de les rapporter à une phase plus qu'à une autre. Il paraît acquis en tout cas que si elles n'ont pas été construites lors des phases les plus récentes, par une glace à base tempérée, elles sont tout au moins restées stables, se couvrant simplement de blocs pouvant représenter une moraine d'ablation

peu abondante, ou les produits d'un lavage superficiel par les eaux de fonte (Åkremøen, Carlson *et al*, 1979).

Le façonnement de la couverture montre aussi une importante influence des phénomènes accompagnant la *déglaciation*. Les oscillations qui l'ont marquée, et en particulier la récurrence froide du Pré-Boréal (cf. supra, Chapitre 3, p. 563) ont entraîné la construction de formes marginales sur le bord des puissantes langues qui ont parcouru les vallées du Jotunheim oriental alors que les massifs étaient en partie libres de glace ; certaines de ces constructions constituent de gros bourrelets accrochés entre 1200 et 1300 m d'altitude aux flancs du talus et des buttes par lesquels le massif Refjell - Heimdalshø domine les plateaux orientaux (flanc sud de l'Austhø, flanc nord de l'Okskampen). Mais ces processus d'empâtement des versants par des moraines latérales sont plus fréquents et mieux caractérisés dans les grandes vallées elles mêmes (cf. infra, II de ce chapitre). Les phénomènes les plus marquants sur les plateaux sont ceux qui sont liés à l'action des eaux de fonte, surtout les eaux sous-glaciaires qui ont entraîné et trié les matériaux de la moraine et les ont redéposés à l'aval de chenaux plus ou moins nettement enfoncés dans la moraine. De nombreux *eskers*, généralement courts (quelques km à 1 ou 2 km) sont en effet présents dans les vastes gouttières du Valdres et au débouché des vallées du massif Refjell - Heimdalshø, parmi les champs de moraine de Rogen et les drumlins, ou plus souvent à l'amont des amples cuvettes surcreusées (Refjellsfly, Flatstranda, Kaldfjord, N du lac Yddin ...) ; leur construction est attribuée par Carlson *et al* (1979) à l'action des eaux de fonte des glaciers du Jotunheim NE et de leurs langues diffluentes (Valdres), qui se sont enfoncées sous la glace en voie de fusion de l'inlandsis climatiquement mort, jusqu'à la fin de la récurrence froide du Pré-Boréal. Leur disposition NW - SE préfigure les axes de drainage qui se réorganisent au fur et à mesure de la déglaciation et de la fin des diffluences (en particulier dans les amples couloirs du Valdres au sud de la cloison sud du Vinstra, qui ne sont plus parcourus que par de modestes ruisseaux serpentant de tourbière en tourbière). Les formes de glace morte (kames de quelques mètres de haut, dépression ou kettle correspondant à d'anciens culots de glace) sont plus rares ; il en existe sur des replats et des rebords de plateaux dominant de grandes vallées (Veslenuten, à l'extrémité NE du lac Vinstra : ph. 107 ; replats de Beito et du Raudhorn : ph. 53), et sous des cols de diffluence au pied

desquels la glace morte a pu persister quelque temps tandis que les eaux de fonte du glacier actif passaient encore le col en entraînant des matériaux dans les crevasses (Flatstranda ph. 41 ; partie NW du replat de Beito au pied du col du Batskar d ; Skagsfly, sous le col du Skagstjern). La hauteur de ces constructions est partout d'échelle métrique : pas plus que les formes d'origine glaciaire elles ne modifient fondamentalement les grandes lignes d'un relief peu accusé qui ne doit que très localement sa régularité à sa couverture meuble.

c. Couverture morainique et aménagement glaciaire du fjell

Au total, l'ampleur de l'aménagement glaciaire des plateaux couverts reste difficile à définir. L'épaisseur assez modeste (quelques mètres, à comparer avec les 8,20 m des plateaux de Vasterbotten : Rudberg, 1954) du manteau morainique évoque la mobilisation d'une mince tranche de roches du substratum , d'autant plus que ce manteau comprend, dans la région étudiée, une forte proportion de matériaux issus des massifs et des vallées du Jotunheim. La composition et les modelés de ce manteau, tous légués par la dernière glaciation attestent d'ailleurs que les migrations de matériaux sont restées de très courte portée. Il n'est cependant pas douteux qu'au cours de cette glaciation comme des précédentes, une certaine proportion de ce matériel a été évacuée vers l'extérieur (c'est-à-dire vers le SE), soit incorporée à la glace froide de l'inlandsis lors des maxima sous l'effet de cisaillements internes, soit incorporée en quantité plus ou moins faible à la base du glacier lors des épisodes à glace plus tempérée (d'où les possibilités de raclage sur les croupes), soit entraînée par des courants longitudinaux plus rapides le long des quelques auges NW - SE qui entaillent profondément ces plateaux (d'où l'aspect raclé et nu de leurs rebords convexes : Espedal, alors parcouru vers le SE ; Øystre Slidre ; Begnadal ; Hemsedal - Hallingdal . Il faut également tenir compte des effets des phases de fusion, avec l'entraînement de matériaux vers les vallées par les eaux très abondantes (puissantes accumulations fluvioglaciaires du Sjodal ; dépôts plus localisés de l'Øystre Slidre et du Begnadal). L'importance de ces diverses actions est sans doute assez faible pour un épisode glaciaire donné, mais elle reste en l'état actuel de nos recherches impossible à évaluer. Cependant, répétées à de multiples reprises, elles ont pu être responsables sinon d'un amincissement du manteau, du moins *d'un renouvellement et d'un tri progressif de ses matériaux,*

dont les fines ont sans doute été emportées (la matrice est partout sableuse, ou sablo-limoneuse, et la proportion de minéraux argileux de l'ordre de 1 % ou moins).

La composition granulométrique du manteau meuble (blocs hétérométriques inégalement émoussés, cailloux, graviers, sables et limons en proportions très variables) n'évoque aucunement le remaniement d'anciennes altérites évoluées, mais plutôt la remobilisation de dépôts déjà triturés et triés de multiples fois, et l'incorporation de blocs provenant des hautes surfaces gélivées du Jotunheim, ou plus localement de l'érosion mécanique du substratum proche (par quarrying et abrasion). Plus au sud, sur les plateaux de granites, de gneiss et de roches métavolcaniques qui servent de transition entre le Valdres et le Hardangervidda (haut Numedal, région de Dagali), E. Roaldset (1972) est arrivée aux mêmes conclusions, en insistant sur *les très nombreuses variations de la composition granulométrique, sur la faible proportion des minéraux argileux, et le caractère très peu évolué de ceux-ci* (illite trioctaedrique, chlorite, un peu de vermiculite et d'interstratifiés, issus des biotites probablement à la suite d'une évolution sous podzol). La quantité d'argile (illite surtout) ne devient partout plus grande que dans les moraines issues de micaschistes.

L'opposition par rapport aux plateaux raclés de l'ouest du Sogn - Jotun et des régions plus périphériques provient sans doute de la conjonction de la *position au sein des inlandsis* (région plus centrale, mais élevée, ou pendant des périodes plus ou moins longues la glace est restée peu mobile et à base froide, son action érosive étant donc faible : Gravenor, 1975) et de la configuration géographique (plateaux peu disséqués, où les axes de canalisation, d'épaississement de la glace et d'évacuation vers l'extérieur sont rares, de faible pente longitudinale et fort éloignés de la périphérie des inlandsis). Ces facteurs expliquent une évacuation assez faible des matériaux et donc le maintien d'une couverture meuble. En retour, cette situation commande un mode particulier de déplacement des glaciers sur le lit lors des phases où un déplacement basal est possible ; s'effectuant par déformation de la couverture elle-même, il n'implique pas l'entraînement de ce manteau, contribuant ainsi à son maintien et à son simple remaniement sur place (Boulton, 1979). Nous avons vu qu'il est difficile d'attribuer cette situation à une épaisseur initiale du manteau de débris plus importante qu'à l'ouest, sur des substrats assez semblables de

roches de socle mylonitisées, de quartzites et de micaschistes ; quant à la quantité de roches du Jotun répandues à courte distance sur les plateaux orientaux, elle est précisément liée à la difficulté de l'évacuation vers l'aval, alors qu'à l'ouest, ces matériaux sont entrainés le long des vallées et des fjords profonds qui entaillent directement les massifs.

L'opposition réside aussi, nous l'avons vu, dans la relative régularité d'ensemble des formes inscrites dans la roche en place. Les glaciers dont nous avons pu étudier les effets ont eu tendance, dans les secteurs où la glace a été mobile, à décaper les échines rocheuses, à rassembler les matériaux morainiques dans les amples dépressions intermédiaires ; ce faisant, ils ont réduit les possibilités de glissement sur le lit rocheux, dans des secteurs où l'on note pourtant de légers surcreusements. On peut dès lors se demander si l'aménagement des creux, ne s'est pas surtout fait lors des premières glaciations, et s'il n'a pas eu tendance à se ralentir, voire à laisser la place à des actions prédominantes de comblement par "lodgement" lors des glaciations ultérieures. En revanche, le raclage des échines a pu se poursuivre, par quarrying plus que par abrasion, contribuant à fournir des matériaux de couverture et à atténuer le relief régional (mais non les formes de détail de ces croupes, qui sont semblables à celles des surfaces raclées de l'ouest). Selon un tel schéma, la topographie actuelle des plateaux orientaux pourrait bien correspondre à un certain état d'équilibre permettant à la glace de se déplacer lors des diverses phases des dernières glaciations, en exerçant une action érosive minimale ; cette hypothèse a également été avancée par Rudberg (1954) pour les plateaux du Västerbotten. En tout état de cause, la part de l'érosion glaciaire semble être restée assez mineure dans la genèse des grandes lignes du relief ; elle est responsable au total de l'enlèvement ou de la mobilisation d'une tranche de roche peu épaisse que les données ci-dessus nous permettent d'estimer à un décamètre en moyenne, ou moins (selon Rudberg, elle serait de 5,7 m sur les plateaux du Västerbotten). Son rôle a surtout été *d'approfondir des dépressions et des gouttières sans doute pré-existantes, de réaménager leur hydrographie* en fonction des approfondissements différentiels et des phénomènes de diffluence (est de l'axe Vinstra - Kaldfjord) et de *modifier les modelés des interfluves* (décapage, profilage, émoussé d'ensemble, rugosité de détail), ceux-ci restent néanmoins tangents à des plans réguliers.

Même si la part de l'empâtement morainique dans les aspects arrondis ou fuyants de ces formes est modeste, il n'en reste pas moins que ce processus a contribué à masquer les inégalités du substratum, d'autant plus que l'évolution post-glaciaire, favorable à la conservation des modelés glaciaires et au comblement tourbeux des cuvettes, n'a aucunement contrarié cette influence.

3. Une modeste retouche post-glaciaire

L'identification de formations et de modelés morainiques et fluvioglaciaires bien conservés, le plus souvent dans un état de parfaite fraîcheur, nous a amené à insister sur le rôle des dynamiques liées aux glaciations, à la dernière surtout, dans l'aménagement de ces plateaux,et à passer sous silence les effets de l'évolution post-glaciaire. Pour apprécier plus exactement l'ampleur de cet aménagement, il convient à présent d'évaluer la part que les processus postérieurs à la déglaciation - désagrégation, mobilisation de la couverture, divers types de comblement - ont pu prendre à l'élaboration des paysages et en particulier à celle des modelés de la couverture meuble.

Les plateaux concernés, situés entre 900 et 1500 m d'altitude, appartiennent à la partie inférieure de l'étage périglaciaire tel qu'il a été défini précédemment (Chapitre 3, p.448), et aux confins supérieurs du domaine forestier, où les moyennes annuelles sont supérieures à 0° C. Seuls des secteurs limités (lambeaux de plateaux et sommets des buttes orientales du massif Refjell - Heimdalshø) ont pu connaître des conditions périglaciaires rigoureuses, ayant été libres de glace dès la fin du Tardiglaciaire. Mais dès la fin du Pré-Boréal, ils ont connu comme les autres plateaux désormais désenglacés, des conditions bioclimatiques analogues aux actuelles ou plus clémentes.

a. une faible désagrégation

Les possibilités de désagrégation des pointements de roche nue induites par ces conditions sont les mêmes que celles qui ont été définies pour les étages correspondants du domaine raclé : c'est dire qu'elles sont faibles. Quelques blocs et gélifracts sont tombés des corniches sparagmitiques (Heklefjell, ph. 54 ; Olefjell) ou gabbroïques (versant est de l'Austhø). Ailleurs, une légère altération superficielle ne suffit pas à faire disparaitre les polis et les stries glaciaires (y compris sur les amphibolites de la base de la nappe du Jotun, comme à

Kaggerudseter : éch. 937). Cependant P. Jørgensen (1964) signale une désagrégation granulaire assez poussée sur les roches basiques (gabbros, gneiss à pyroxènes) qui constituent le rebord NW du massif Refjell - Heimdalshø sur le Sjodal, aussi bien dans les corniches encadrant la petite vallée suspendue du Steinbrudal, entre 1350 et 1500 m que sur le fond même de cette vallée, près de sa tête. De tels phénomènes restent cependant isolés et nulle part, à l'exception du flanc est de l'Austhø, où nous avons pu identifier des blocs éboulés mêlés à la moraine la désagrégation post-glaciaire ne contribue de façon appréciable à la fourniture des matériaux de la couverture.

Sous la moraine même, la désagrégation paraît encore plus limitée si l'on en juge par les quelques coupes où la roche en place a pu être vue. Généralement, elle est parfaitement saine, qu'il s'agisse des quartzites et des mylonites du Heimfjell, des gneiss à pyroxènes arasés à l'extrémité sud du couloir du lac Tesse (pont sur la Smadøla, au sud de Navarseter, où l'on note cependant un émoussé par altération superficielle des têtes de rochers exposées sur le rebord de la gorge encaissée dans le bedrock, accompagné d'un blanchissement des feldspaths et d'une mise en relief des filonnets de pyroxénite sur 1 à 3 mm : éch. 267) ou des micaschistes du replat de Beito. La couverture morainique ne facilite donc en rien l'altération, au contraire semble-t-il. D'ailleurs, l'eau pénètre mal dans ce matériau souvent compact, d'autant plus qu'elle est en partie retenue dans l'horizon organique des podzols qui se développent dessus, sinon par la tourbe, au sein de laquelle nous avons surtout vu des circulations latérales. Nous avons cependant rencontré quelques exceptions sur le replat de Beito à Beitostølen:là où la couverture n'est épaisse que de 2 à 3 dm , ou moins, un début d'altération des micaschistes a pu être observé, sous le mince podzol développé dans la moraine ; cette altération, liée à la possibilité de percolation des eaux acides à faible profondeur se traduit par une ouverture des feuillets micacés et une désagrégation, en plaquettes, accompagnées de la formation d'un enduit d'oxyde ferrique. Le rôle de "pansement humide " souvent invoqué pour les couvertures meubles n'intervient donc que lorsque cette couverture est singulièrement mince ! Le rôle morphologique d'une telle désagrégation paraît en tout cas négligeable.

Les éléments de la moraine eux-mêmes sont aussi peu touchés par la désagrégation, que ce soit à la base des podz ls ou sur les blocs exposés à l'air libre. Ceux-ci, couverts de lichens ,présentent un léger

émoussé lié à l'altération superficielle. En outre, les blocs de gneiss à pyroxènes montrent des aspects voisins de ceux qui ont été mentionnés au pont sur la Smådøla, avec un blanchissement superficiel des feldspaths et une mise en creux de quelques millimètres par rapport aux lits ou aux amas de pyroxénes (observation effectuée au débouché du Smådal, en aval de Smørli : ph. 108). Une telle altération, également sensible sur les fragments de quartzites micacés et de micaschistes peut contribuer à accroître de façon très modeste la quantité de matrice , et en tout cas la fraction argileuse (Roaldset, 1972). Mais dans la masse même des accumulations morainiques et fluvioglaciaires, au-dessous de l'horizon B des podzols, tous les éléments paraissent parfaitement frais.

b. Un faible aménagement des topographies glaciaires et fluvio-glaciaires.

De la même façon que la désagrégation post-glaciaire n'a pas modifié considérablement la couverture meuble, la modification des topographies et la mobilisation des *matériaux* présents au moment de la déglaciation sont restées faibles, d'autant plus que ce domaine peu accidenté et peu disséqué, ne présente généralement que des pentes modestes. La couverture végétale, qui ne s'éclaircit qu'au sommet des constructions morainiques et des éminences rocheuses, ainsi que sur les plus élevés des plateaux (au-dessus de 1450 m : Valdresfly), contribue probablement à cette fixation relative - qui peut elle-même favoriser la continuité du couvert. Les plus bas des plateaux étagés du Jotunheim oriental et du Valdres (Murudal, environs de l'Øystre Slidre et du Begnadal) appartiennent à la frange supérieure de l'étage forestier. Mais la plus grande partie de ces étendues se situe dans l'étage subalpin à Betula Tortuosa, plus élevé ici que dans les régions du Sogn (cf. Supra, Chapitre 3, p. 448), et surtout dans l'étage bas-alpin, caractérisé dans ces régions sèches par une formation basse et continue à Betula nana, Juniperus, Empetrum, Vaccinium myrtillus ; elle cède la place sur les croupes les plus sèches au tapis épais et souple de Cladonia rangiferina (lichen des rennes ; Sjodal).

Les dépressions, de nombreuses étendues planes, mais aussi des pentes de plusieurs degrés (jusqu'à 15 ou 18°) sont occupées par des *tourbières* qui couvrent parfois plusieurs km2 (Veofjell, Murudal, plateaux et dépressions au pied du massif Refjell - Heimdalshø, ph. 41 ; gouttières du Valdres). Des tourbières de versant, dont les plus basses

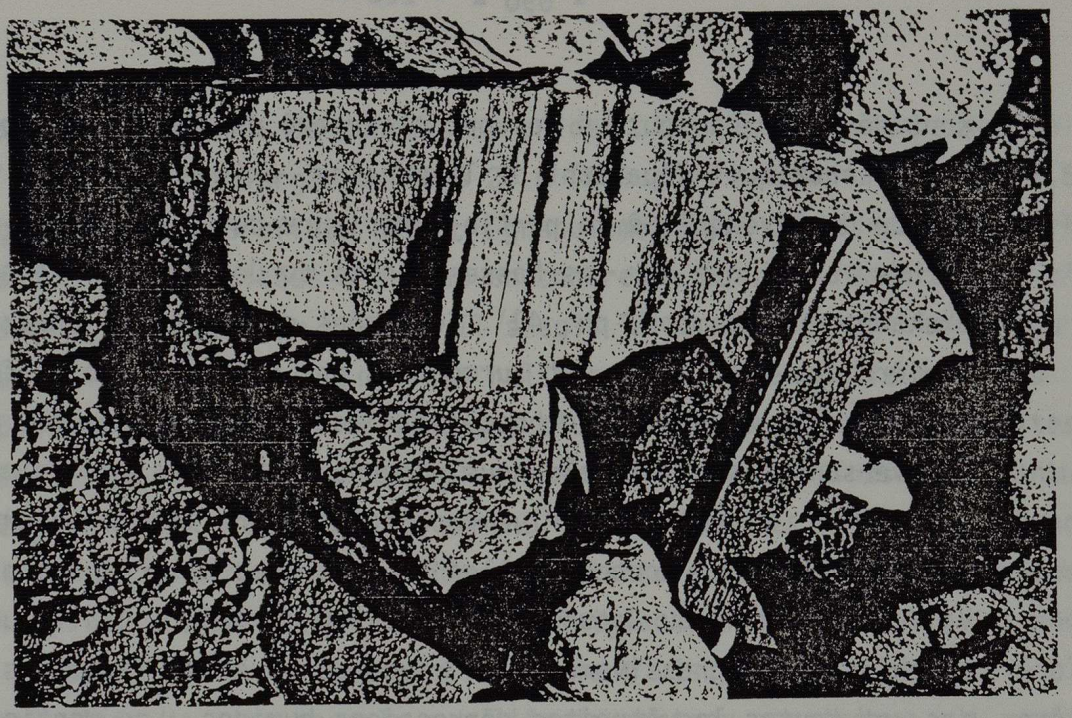


Photo 108. Altération superficielle et "déterration" sur des blocs erratiques de gneiss à pyroxènes dans le Smådal à Smørlii (est du Jotunheim). Altitude : 1100 m.

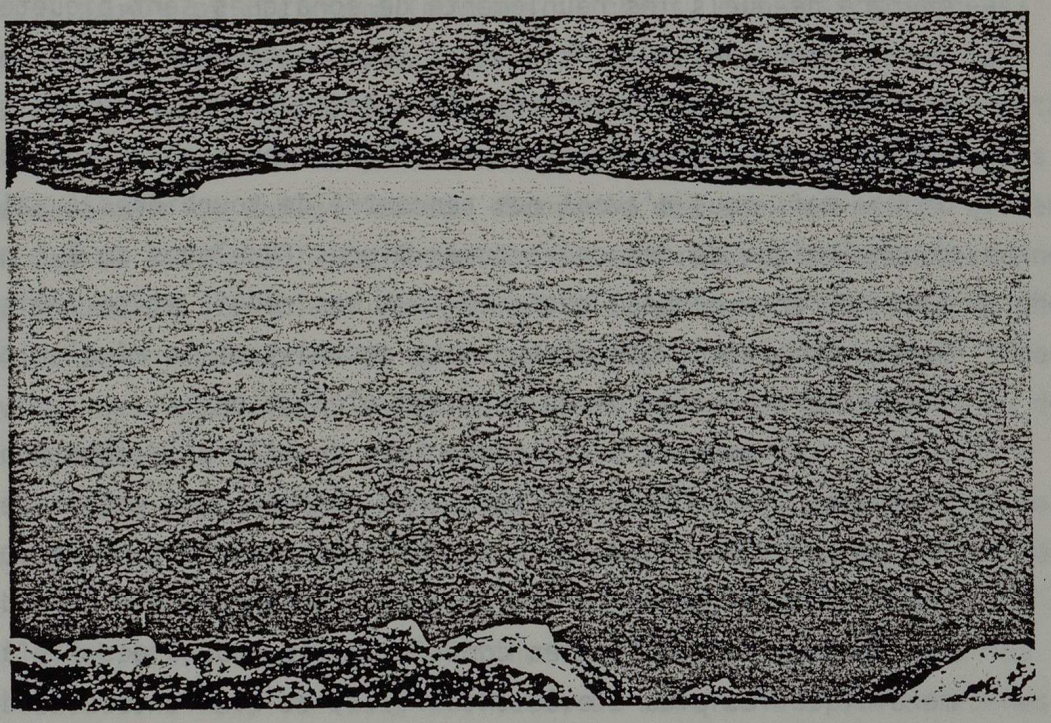


Photo 109. Sols figurés sur le fond et les rives d'un laquet du Heklefjell (1200 m d'altitude).
Polygones d'un à deux mètres de diamètre et sols striés sur les pentes voisines, résultant du remaniement de la moraine de fond.

sont développées sous un couvert clairsemé de Betula tortuosa, parmi les blocs erratiques dépassant de la moraine, existent dans la région plus humide du Bøverdal, à la partie inférieure du Ljoslifjell, à 1300 m d'altitude, ainsi que sur les basses pentes du Jotunheim oriental (Austhø, Okskampen, Saukampen, ph. 41). Composées de multiples creux tourbeux en arrière des gros blocs, et surmontées par d'inextricables fourrés de saules , ces tourbières ombrogènes n'adoucissent guère les modelés des versants, sur lesquels nous n'avons d'ailleurs pas relevé de phénomènes de solifluxion. Plus importantes sont les tourbières qui occupent les creux de toutes tailles et de toutes natures des plateaux du Valdres et du NE du Jotunheim, entre 900 et 1200 m d'altitude ; elles envahissent progressivement les rives de cuvettes lacustres peu profondes, et toutes les étroites dépressions humides. Les monticules de till (drumlins, moraines de Rogen, kames et eskers) s'en distinguent par leurs peuplements de Betula tortuosa (à basse altitude) ou leurs tapis de myrtilles, de bouleaux nains et d'empetrum. Il s'agit alors de marais topogènes ("Gjenvoksningsmyrer" : Ouren, 1977), oligotrophes, à la surface desquels les peuplements de sphaignes sont piquetés d'ériophores ; les buissons de saules signalent les pointements - amas de blocs, croupes rocheuses incomplètement ennoyés. Les tourbières hautes sont pratiquement absentes de ce domaine à climat sévère (moyennes annuelles de l'ordre de 0° C), mais nous n'avons pas rencontré de tourbières à palses. Le rôle morphologique de ces couvertures minces (quelques dm à 1 ou 2 m relevés dans de rares coupes) reste en tout cas réduit et se limite à un très faible comblement des dépressions accroissant la régularité d'ensemble des reliefs hérités de la dernière glaciation.

Les modelés de la couverture de till elle-même n'ont guère été modifiés, si ce n'est de façon très limitée. Les phénomènes de *solifluxion* sont rares, du fait de la configuration du domaine étudié (plateaux) et aussi de sa relative sécheresse. On notera cependant leur accroissement sur les pentes constituant le rebord des fly à couverture morainique les plus élevés (Hinnfly) , et sur le versant de raccord du Heimfjell, au-dessus de 1200 m d'altitude, sur des pentes de 15 à 20°. Ils se traduisent là par la formation de terrasses aux rebords herbeux hauts d'un à deux mètres et sur lesquelles la couverture végétale clairsemée laisse apparaître à nu la moraine à matrice sablo-limoneuse. De même que sur la longue échine doucement inclinée du Slettefjell, qui sépare les fenêtres de Beito et de Vang, on observe autour de 1300 m

d'altitude un début de concentration des blocs les plus gros sur le front de ces terrasses larges de 10 à 20 m (talus en openwork hauts de 2,5 m : fig. 118), et les effets d'un tri granulométrique croissant à la surface des terrasses imbibées d'eau et en contrebas (pavage résultant de l'action des eaux percolant du talus). Il s'agit là de modelés de transition avec ceux des formations à blocs des reliefs plus élevés ; ils sont peu représentés ailleurs du fait d'une plus grande brutalité des limites d'étagement. La solifluxion, plus exactement *la gélifluxion* (Washburn, 1979, p. 200-201), active au moment de la fonte des neiges sur un sous-sol encore gelé, ne devient donc importante que 200 m environ au-dessus de la limite inférieure de l'étage périglaciaire. Cependant, des modelés de loupes et de terrasses sont localement visibles sous pelouse à plus basse altitude, par exemple sur l'épais manteau morainique qui revêt le versant de racord entre l'éperon du Fuglhø (1500 m) et Le Veofjell (1000 m), à l'extrémité est de l'interfluve séparant le Smådal du Veodal (Jørgensen, 1964 ; fig. 64). Le Valdresfly, qui doit à son altitude (1400 à 1500 m) des conditions périglaciaires rigoureuses et un couvert végétal pauvre et clairsemé (mousses, lichens, quelques graminées) échappe à ces processus du fait de la faiblesse de ses pentes (ph. 46), mais les flancs du Fisketjernknausen (1531 m), croupe qui le surmonte de quelques dizaines de m, montrent que ce phénomène est actif dans la moraine à matrice sablo-limoneux abondante dès que les pentes deviennent suffisantes (10 à 15°). La formation de terrasses à rebords festonnés où s'accumulent les blocs en openwork s'accompagne d'ailleurs de phénomènes de cryoturbation et de tri superficiel du matériel par "frost-heaving" qui apparentent déjà les parties hautes de ce plateau au domaine des formations à blocs.

La rareté des phénomènes de cryoturbation constitue une des principales différences par rapport au domaine des "mountain top detritus". Ces phénomènes ne sont cependant pas complètement absents. C'est sur le Heklefjell, au pied du Bitihorn que nous en avons trouvé les manifestations de plus basse altitude. La moraine à blocs de roches du Jotun qui revêt ce plateau et ses petites dépressions monoclinales à 1270 m est en effet affectée par un tri qui revêt deux formes ; il s'agit d'une part de la formation de stries pierreuses larges de quelques dm et de stries à matériel plus fin colonisées par la pelouse, sur des pentes de 10° environ. D'autre part, au fond d'une des cuvettes, sous un laquet temporaire de 10 à 30 cm de profondeur, il existe de

magnifiques polygones à cloisons pierreuses et à coeur limoneux, d'un mètre de diamètre environ (ce laquet a été observé en juillet 1978, au cours d'un été particulièrement arrosé) : ph. 109. D'excellentes conditions d'imbibition d'un matériel à matrice abondante, dans ce creux abrité, sont sans doute déterminantes dans l'intervention de ces phénomènes à relativement basse altitude. Ce cas est isolé, et les traces de perturbation par le gel de la couverture morainique n'apparaissent ailleurs qu'à plus forte altitude. Des dallages nivaux apparaissent au-dessus de 1300 m sur le plan incliné du Slettefjell, en contrebas des rebords de terrasses de solifluxion et aussi de petites corniches sparagmitiques qui ont fourni des quantités limitées de blocs et de dalles (fig. 118); parallèlement, des ébauches de polygones puis des polygones bien formés, de 2 à 4 m de diamètre, mais non fonctionnels et partiellement colonisés par la végétation, remanient la moraine qui revêt la sparagmite du Valdres entre 1300 et 1400 m d'altitude, jusqu'au contact avec les champs de blocs sub en place qui revêtent les roches du Jotun. Mais ces formations résultant du remaniement et du tri de la moraine (cloisons pierreuses de quelques dm de largeur à blocs redressés, cellulles de matériel fin à petites pierres et gravillons) alternent avec des étendues de pierrailles en place résultant de la désagrégation de la sparagmite du Valdres. On est ici aux confins des formations à blocs, dans un domaine où le till ne porte plus les modelés associés à sa mise en place, et où il devient même difficile de distinguer ce qui est moraine et ce qui n'a guère migré. La même remarque vaut pour le somment de l'Austhø (1580 m) , où des polygones non fonctionnels remanient aussi bien de la moraine que les débris provenant de la désagrégation sur place du substratum. Dans ces cas, il semble donc que la limite supérieure des couvertures à modelés morainiques et fluvioglaciaires soit liée à l'étagement climatique et à ses modestes fluctuations post-glaciaires, plus qu'à une limite altitudinale du domaine de glaciation "active". Ce fait devra être retenu dans l'interprétation des formations à blocs qui revêtent les plateaux et les massifs culminants.

B. Les étendues à blocs ("champs de blocs", "blockhav", "mountain top detritus").

1. Des secteurs épargnés par les glaciers ?

Des manteaux plus ou moins continus de blocs et de pierrailles

revêtent de vastes étendues du fjell. Dépourvus de modelés glaciaires et fluvioglaciaires typiques, ils se signalent avant tout par leur granulométrie superficielle grossière (par définition, les blocs occupent plus de 50 % de la surface) et par leur composition, avec partout une prédominance d'éléments anguleux issus du substratum local : "areas where the surface layers are rich in locally derived weathered material with a high percentage of course particles (boulders stones, etc.)" (Rudberg, 1977 ; p. 94). Comme dans l'ensemble des montagnes scandinaves, et plus généralement comme dans toutes les montagnes de haute latitude aux formes lourdes, ces formations caractérisent avant tout *les parties les moins pentues des sommets et les hauts plateaux* ("mountain top detritus" : E. Dahl, 1955, Ives, 1974). Rapportées au plus haut des étages périglaciaires ("frost shatter zone" : Rudberg, 1977), elles sont donc principalement présentes sur les hauts plateaux du Jotunheim (Jotunheim méridional surtout) et sur les massifs les moins disséqués du haut Jotunheim, en particulier dans le nord et le nord-est de la région des gneiss à pyroxènes (hautes coupoles, mais aussi les amples vallons, les éléments de surfaces planes et les "fly" qui en échancrent les flancs: ph. 93 . Cependant, la situation culminante de ces formations n'est pas systématique : elles revêtent aussi des plateaux situés en contrebas de bastions culminants actuellement englacés (les vastes "fly" du nord du Breheim), ainsi que des plateaux de moyenne ou basse altitude de la région des Lofoten - Vesterålen (surtout sur sa façade externe, parfois en contrebas de sommets et même de plateaux qui n'en portent pas).

L'analyse et l'interprétation de ces régolites grossiers ont alimenté une abondante littérature, dont R. Dahl (1966), Strömquist (1973), Ives (1974), S.E. White (1976) et Washburn (1979) ont donné les principales références. Les discussions reposent sur deux évidences, qui ont donné lieu à deux positions opposées. L'existence de tels manteaux suppose en effet *une abondante production de débris grossiers*, où les effets du gel sont évidents, sinon exclusifs, et *le maintien sur place de tout ou partie de ces débris* . Pour les uns, cette situation ne peut être due qu'à une météorisation prolongée du substratum, commencée bien avant la dernière déglaciation, et où la macrogélifraction a été accompagnée ou précédée par d'autres processus de désagrégation, responsables de la formation de la fraction fine (anciennes altérites dont il ne resterait que les racines à éléments grossiers : Caine, 1968).

Une telle évolution, comportant tout au plus l'enlèvement de tout ou partie des fines (Washburn, 1979) s'expliquerait alors par l'absence d'englacement (nunataks, exposés lors des glaciations à une puissante gélifraction : E. Dahl, 1955, 1961) ou par des englacements plus ou moins brefs et inefficaces, avec de la glace immobile à base froide (Ives, 1974). La rareté des blocs erratiques, une évolution des produits d'altération de plus en plus poussée en altitude (les "zones" de Saglek, de Koroksoak et des Torngat définies dans le bourrelet du Labrador par Ives), et l'altitude décroissante vers la mer de la limite inférieure des champs de blocs, qui serait conforme à celle de la surface de l'inlandsis, constituent les principaux arguments en faveur de cette interprétation "supraglacialiste". Pour d'autres, la formation du régolite, qui peut s'accompagner de l'incorporation de blocs erratiques, est essentiellement postérieure à la déglaciation. Les tenants de cette interprétation font valoir que la déglaciation a d'ailleurs pu être plus précoce sur les sommets et surtout sur les montagnes du versant atlantique des Scandes, qui auraient pu constituer des nunataks lors du dernier maximum weichselien alors que l'inlandsis était centré à l'est des Scandes (R. Dahl, 1966, 1972). Dans ce cas, les champs de blocs ne représentent pas des régolites anciens, mais des formations périglaciaires plus ou moins récentes ; leur localisation reflèterait l'amincissement de l'inlandsis lors des dernières phases de la glaciation weichselienne et l'étagement climatique post-glaciaire (Rudberg, 1977).
Tous les auteurs font cependant remarquer que la distinction entre les régolites en place récents ou anciens et des dépôts tels que des tills simplement triés par le gel est très difficile à établir, dans la mesure où les formations à blocs sont sujettes à des mouvements en masse sur les pentes suffisantes (Strömquist, 1973 ; Washburn, 1979) et où la moraine est souvent composée de matériaux très peu déplacés.

Malgré cette incertitude, les "champs de blocs" et leur limite inférieure figurent parmi les arguments "géologiques" utilisés pour discuter les modes d'englacement des montagnes de haute latitude et la présence d'éventuels "refuges" lors du dernier maximum glaciaire (E. Dahl, 1955, 1961) ; Ives (1974) prend cependant la précaution de les ranger parmi les arguments "ambigus". Un exemple récent de cette utilisation comme argument quasi-exclusif figure dans l'article de Sollid et Sørbel (1979) sur la déglaciation de la Norvège centre-ouest (région entre le Romsdalsfjord et le Storfjord) : "the block-field areas most probably

extended above the ice sheet as nunataks during the last maximum of the Weichsel glaciation. The block-field limit thus represents the upper limit of the ice sheet at that time" (p. 238). Non étayée par l'identification de moraines latérales contemporaines, cette affirmation peut paraître hasardeuse, d'autant plus que des interprétations exactement inverses ont pu être avancées dans des cas analogues. Ainsi, R. Dahl (1966) affirme que la genèse des champs de blocs de la région de Narvik, liée à la rigueur du climat montagnard et à la déglaciation précoce des sommets, s'est accompagnée de la destruction des microformes glaciaires ; Ives (1966), dans sa réponse à cette analyse, fait cependant remarquer qu'aucune preuve n'est apportée de l'existence préalable de telles microformes.

Les considérations sur la limite supérieure de l'englacement sont moins incertaines lorsqu'elles s'accompagnent de reconstitutions du profil glaciaire, s'appuyant par exemple sur des moraines terminales proches corrélables avec le maximum glaciaire. C'est en utilisant de telles données, ainsi que la répartition des blocs erratiques et la distribution des types locaux d'englacement, que nous avons pu interpréter le petit plateau gabbroïque du Bufjell (NW de Langøy, îles Vesterålen) et son champ de blocs comme un possible nunatak ou "refuge" lors du maximum weichselien, sans exclure d'ailleurs un englacement complet lors d'épisodes glaciaires antérieurs (cf. supra, chapitre 3, p.). Mais nous avons vu que dans le reste des régions étudiées, aucun argument de géologie glaciaire ne suffit à lui seul pour démontrer que tel ou tel secteur a pu échapper aux glaciers, et que beaucoup d'éléments convergent, au contraire, pour démontrer que *l'englacement a été pratiquement complet*.

Dès l'abord, il nous paraît donc impossible d'interpréter les surfaces revêtues de blocs comme des nunataks ou des refuges, c'est-à-dire comme des secteurs ayant connu une évolution subaérienne ininterrompue au cours d'une très longue période, sinon dans des secteurs limités. Mais l'englacement ne signifie pas pour autant la liquidation et le renouvellement complet des régolites, et donc l'enlèvement de tranches de roches importantes au fil des glaciations, comme nous l'avons vu pour les plateaux à couverture morainique. L'un des buts de l'analyse des champs de blocs est donc, comme dans la plupart des travaux antérieurs, de définir l'origine des matériaux et l'importance de leur mobilisation éventuelle, en liaison avec la nature du substratum, la topo-

graphie locale, les conditions climatiques actuelles et récentes, mais aussi en liaison avec les conditions de l'englacement reconstituées grâce au contexte régional et local.

Revêtant des massifs et des plateaux d'altitudes, de positions, de configurations et de lithologies variées, les régolites grossiers ont probablement des significations morphologiques multiples. L'intérêt de leur analyse réside dans l'éclairage qu'elle apporte sur l'évolution des reliefs correspondants ; elle permet en effet de préciser les conditions de préservation, de liquidation ou de renouvellement de formations désagrégées et donc d'évaluer l'importance de l'aménagement des formes au fil des glaciations. A cet égard, il peut être utile de distinguer deux types de surfaces revêtues de blocs. Les unes correspondent à des plateaux non culminants ; leur répartition irrégulière au niveau ou en contrebas de surfaces nues ou couvertes de matériaux fins reflète donc non seulement l'étagement morphoclimatique, mais aussi le rôle de facteurs particuliers, lithologiques, glaciologiques ou autres. Les autres qui sont celles des plateaux et des massifs culminants, sont plus conformes par leur répartition à l'étagement morphoclimatique ; encore reviendra-t-il à l'étude menée le long de profils verticaux à partir de la limite inférieure des champs de blocs, et dans des conditions topographiques et morphostructurales variées, de nuancer la signification de ces couverturesset d'en tirer les enseignements sur l'évolution morphologique des bastions culminants.

2. Les étendues à blocs non culminantes

a. Des secteurs périphériques

Dans de rares cas l'existence de formations à blocs sur des plateaux et des pentes d'altitude modeste peut être rapportée à l'existence de "*refuges* " situés dans la zone frontale bombée de l'inlandsis au maximum de son extension. C'est évidemment l'archipel des Lofoten - Vesterålen qui est le mieux placé pour l'étude de telles corrélations. Nous avons déjà évoqué le cas du Bufjell (p. 506), petit plateau gabbroïque d'altitude médiocre (160 - 170 m) situé sur la façade de NW de Langøy, en avant des montagnes de l'intrusion basique de Selvåg (500 - 600 m). La surface presque horizontale est pavée de gélifracts grossiers entre lesquels apparait un gravillon polycristallin (ph. 77). Dans la moitié nord, le gravillon disparaît pratiquement, laissant la place à de gros blocs (jusqu'à 1 ou 2 m de côté) enracinés ou

disposés en openwork, à plat, ou localement redressés ; quelques uns sont enracinés, formant des chicots de plusieurs dm de hauteur. Aucun sol figuré n'a pu être identifié ; en dehors d'ébauches de polygones au fond de couloirs peu profonds garnis de matériel plus fins (mais la couverture végétale, ailleurs absente, les masques en grande partie). Ces modelés s'inscrivent dans une surface régulière,à l'exception d'une curieuse éminence conique, de 20 m de hauteur, située sur le rebord NW ; celle-ci correspond à des bancs inclinés à 60° NNW, comme le reste du plateau, et nous n'avons d'ailleurs trouvé aucune différence significative de macrofissuration (1 à 3 diaclases par m ou moins), de composition, ou de porosité (éch. 420-421) entre les roches de ce relief et celles de la surface plane qui arase les bancs gabbroïques à son pied. Localement, cette surface présente de grandes dalles de roche nue, en place (ph. 93), dont les diaclases subverticales sont simplement ouvertes sur 1 ou 2 m de profondeur, avec des amorces de phénomènes d'éjection. Partout, sur ces dalles comme sur les blocs, l'altération superficielle est très faible, restreinte à la formation d'un très mince cortex de teinte rouille (1 mm) et à un léger émoussé des angles et des arêtes ; la porosité à l'eau de ces gabbros est d'ailleurs très faible (0,1 à 0,3 %). Les minéraux des éléments les plus fins (gravillons et sables grossiers polycristallins) paraissent sains, et proviennent essentiellement de passées plus intensément fracturées (4 à 10 diaclases par m) analogues à celle du col du Bufjell, où nous avons relevé une désagrégation granulaire profonde (3 à 4 m) mais pas plus poussée. Si un début d'altération a pu collaborer à une telle désagrégation, comme nous le verrons plus loin pour des roches de caractéristiques voisines (cf. infra, p. 731), l'essentiel de la désagrégation et surtout la fragmentation en gros blocs anguleux nous paraît être liée au rôle de la gélifraction (macrogélifraction surtout). Celle-ci est d'ailleurs inactuelle, comme le montre la légère altération superficielle de tous les éléments ; de même, nous n'avons relevé aucune trace de cryoturbation actuelle ou récente, ce qui ne saurait étonner, compte tenu des caractéristiques climatiques évoquées plus haut (chapitre 3, p. 437). Au total, le champ de blocs de basse altitude du Bufjell, qui n'a pas d'équivalents dans le reste de l'archipel à un niveau comparable, représente essentiellement le produit d'une ambiance périglaciaire rigoureuse et sans doute assez prolongée que les arguments de géologie glaciaire nous ont amené à rapporter au maximum weichselien ; mais l'am-

biance froide du Tardiglaciaire ancien a sans doute permis à ces processus de se poursuivre pendant quelques millénaires. La faiblesse des pentes a facilité le maintien des débris sur place, ceux-ci formant localement un manteau de plusieurs dm d'épaisseur. Ce fait nous amène à considérer le relief du plateau comme hérité d'un épisode antérieur ayant permis l'arasement des bancs de gabbro, mais ne nous autorise nullement à en déduire qu'il s'agit d'une topographie très ancienne ayant conservé un régolite évolué et simplement lavé de ses éléments fins. Celui-ci représente une formation périglaciaire, élaborée au moins en partie à partir d'un substratum nu (pourtour du relief conique), probablement raclé lors d'une glaciation antérieure (Saale ? un épisode du Weichselien ancien ou moyen ?), mais ayant pu conserver des bandes désagrégées plus ou moins profondes et fort peu évoluées le long des zones de fracture (la désagrégation s'y est sans doute poursuivie en ambiance tempérée comme en ambiance périglaciaire).

Les autres couvertures de blocs et de pierrailles de la région se trouvent à plus forte altitude ; elles restent rares, comme les sommets aux formes lourdes et les faibles pentes susceptibles de les voir se former et se conserver. Leur existence vers 500 m d'altitude sur les étroits plateaux sommitaux du massif migmatitique d'Utskår (NW de Langøy), sur le sommet gneissique arrondi du Finnlitind (ouest d'Austvågøy), ainsi qu'au sommet d'étroits éperons d'orthogneiss et de mangérite de la façace de NW de Vestvågøy (Høinesaksla, éperon entre Heimerdalsvatn et Utdalsvatn, dans le massif d'Eggum) peut sans doute s'interpréter par une position (pl. 2 et 4) et une altitude qui en ont fait des secteurs tôt libérés par les glaces et soumis pendant le Tardiglaciaire à un gel intense. La même explication vaut pour les pentes à blocs inclinées à 20-25° qui dominent la surface d'aplanissement principale ou qui se situent à son niveau, (couvertures discontinues de pierrailles des pentes supérieures du massif gneissique du Holandsmaelen et du relief dissymétrique voisin de l'Offersøkammen, sur Vestvågøy ; blocs et cailloux de migmatites du Veggefjell, sur Langøy). Ces pierrailles ainsi que les blocs plus épars qui jonchent les versants doux des sommets mangéritiques, sont parfois en partie enracinées (versant NW du Blåtind, ph. 91) ; d'autres sont disposées en courts pierriers partiellement vifs au-dessous de petits ressauts rocheux (Holandsmaelen ; versant sud du Veatind et du Nåla, sur le plateau de la Bøvetta, Langøy NW : ph. 21), ou bien en masses ayant migré dans le versant sur de

courtes distances. C'est le cas des parties les plus pentues (25°) du versant ouest de la colline sommitale du Holandsmaelen, entre 300 et 400 m d'altitude ; des bandes de blocs en openwork allongées dans le sens de la pente, larges de 2 à 3 m , y alternent avec des bandes de matériel plus fin, colonisées par un tapis végétal ras, constituant un sol strié. Dans tous les cas, les matériaux proviennent du versant lui-même, par fragmentation de têtes de rochers faiblement saillantes ou d'anciennes surfaces nues du versant (macrogélifraction), ou plus localement par une désagrégation plus poussée accompagnée ou suivie d'un tri sous l'effet du gel (Holandsmaelen). L'altération superficielle des blocs et des cailloux (cortex friable d'un cm et plus sur les blocs de mangérite), la colonisation par les lichens et par des touffes d'herbacées, l'absence de marques de fragmentation actuelle ou récente montrent *le caractère inactuel de ces formations*.

Les couvertures à blocs, d'extension toujours réduite, constituent des exceptions dans l'archipel, et elles sont le plus souvent à la limite de la définition des champs de blocs telle que la donne Rudberg (1977) ;la quantité de gravillons et de sables parmi lesquels se trouvent les éléments grossiers est toujours importante sur les roches qui constituent les rares topographies de fjell (mangérites, orthogneiss, monzonitiques, paragneiss quartzo-feldspathiques). Le faciès habituel des régolites y est en effet généralement plus fin, et témoigne de l'intervention dominante de la désagrégation granulaire (cf. infra, p.729). Aussi l'existence de formations à blocs paraît-elle liée à certains facteurs particuliers, tel qu'une macrofissuration localement plus forte qu'ailleurs (gneiss du Holandsmaelen, à l'amont des pierriers ; mangérites du Veatind, hachées par des diaclases et des fractures subverticales espacées de 5 à 20 cm), ou un décapage local du versant ayant permis l'intervention directe de la macrogélifraction (ressants rocheux), ou encore le tri d'un matériel initialement pourvu de fines (sol strié du Holandsmaelen). Le rôle de la lithologie est incontestable dans quelques cas. Ainsi, les seules formations à blocs de la surface d'aplanissement principale correspondent exactement aux deux massifs circonscrits de charnockite qui sont aplanis avec les mangérites dans le plateau ondulé du Bøvetta (NW de Langøy, pl. 4 , ph. 21). La pelouse à support de gravillons et de sable qui couvre les mangérites cède la place sur ces parties du plateau (Spikerheia, 335 m) à des étendues caillouteuses dépourvues de

végétation, en dehors de quelques touffes rases et de quelques plaques de lichens. Ces étendues planes sont jonchées de cailloux friables de 2 à 10 cm de côté, localement de blocs plus gros et émoussés , dépassant d'un revêtement peu épais de gravillons et de sables grossiers, et qui ne montrent aucun arrangement particulier (sol polygonal, etc); ces blocs et pierres ne sont pas enracinés dans la roche saine, sauf très localement (rebord est, au-dessus du cirque nord du Bøvetta). Les matériaux sont exclusivement issus du substratum, une charnockite rose à grain fin assez fortement diaclasée (2 à 6 diaclases par m, éch. 452 b) et qui, malgré sa composition (mésoperthite, quartz) est sensible à une certaine désagrégation granulaire (cette désagrégation en éléments polycristallins grossiers est toutefois beaucoup moins importante que celle des mangérites : cf. infra, p.739). La lithologie et le type de désagrégation qu'elle commande sont donc probablement responsables de l'aspect particulier du régolite sur cette partie du plateau, ce que confirme son brutal passage latéral à la pelouse sur sable, à l'emplacement du contact avec les mangérites. Nous pensons cependant que le caractère grossier de ce faciès, qui a contribué à la faiblesse du couvert végétal, a été accentué par la déflation éolienne, qui a contribué à enlever les fines, sables fins et limons ; ceux-ci existent, en faible proportion, sous les cailloux et graviers superficiels, jusqu'à la base du manteau meuble (20 à 30 cm d'épaisseur). Les processus éoliens sont très actifs sur les plateaux de ces îles ventées, dès que la couverture végétale des formations meubles à granulométrie fine est affaiblie, le plus souvent à cause de l'activité des moutons (cf. infra p.745). Ils peuvent contribuer au déchaussement des blocs sur des surfaces planes où l'on ne distingue guère de marques de lavage des fines, ni de marques d'une intervention active du gel (frost-heaving), bien que la concentration des éléments grossiers en surface puisse également être héritée des ambiances périglaciaires du Tardiglaciaire.

Dans tous les cas, ces formations témoignent de l'intervention de la macrogélifraction, mais aussi d'une désagrégation granulaire accompagnée ou suivie d'une altération superficielle plus ou moins poussée des éléments grossiers. Les indications locales d'un tri par le gel montrent que des manteaux meubles comportant des fines (sables, limons) existaient déjà au Tardiglaciaire, que la formation de ces particules ait accompagné la macrogélifraction ou qu'elle remonte

à une période antérieure au dernier maximum glaciaire (nous reviendrons plus loin sur les mécanismes de la désagrégation granulaire, qui ne peuvent être attribués à la seule intervention de la microgélifraction). On ne relève en tout cas jamais la présence d'éléments erratiques parmi ces couvertures, celles-ci ne témoignant en outre d'aucune mobilisation glaciaire. Tout au plus peut-on penser que les glaciers ont contribué à nettoyer les bases de ressauts et à accentuer les irrégularités des versants, facilitant ainsi la formation post-glaciaire de petits pierriers ; mais la redistribution glaciaire des matériaux meubles a dû rester aussi faible ou inexistante que les apports extérieurs, de même que la mobilisation périglaciaire, après la déglaciation ; la seule incertitude concerne la part respective du matériel hérité et du matériel post-glaciaire, sans doute variable d'un lieu à l'autre, sur un même versant ou un même plateau.

Les rares couvertures à blocs de l'archipel caractérisent *des secteurs de faible mobilisation glaciaire* , ce qui ne saurait surprendre étant donné la situation périphérique ou assez élevée des versants doux et des plateaux qu'elles tapissent, et donc la probable minceur de leur englacement. Elles témoignent *d'une activité périglaciaire intense mais inactuelle* , sans doute brève, limitée à des roches particulièrement fracturées, et accompagnée d'une mobilisation assez faible du matériel. L'enlèvement d'une partie des matériaux, par les glaciers ou par des agents subaériens (délavage, vent) n'est cependant pas impossible, ce qui pourrait rendre compte de la relative minceur des couvertures (quelques dm), liée à une troncature périodique des profils et d'un renouvellement assez lent. Cela témoigne en tout cas *d'une relative stabilité des formes qui les portent* , à travers les alternances bioclimatiques du Quaternaire ou tout au moins d'une évolution assez lente ; à priori, une conservation des héritages anciens - au niveau des formes majeures surtout - est plus concevable ici que dans les secteurs de plus forte pente, et que dans ceux qui ont été parcourus par des glaces plus actives.

b. Des secteurs de transition marqués par la dissymétrie régionale des modelés glaciaires.

Dans les régions du Sogn-Jotun, l'existence de formations à blocs limitées à des portions non culminantes du fjell ne peut être

reliée ni à l'existence de refuges, ni à des types lithologiques particuliers, ces couvertures étant présentes sur des roches qui peuvent être ailleurs dénudées ou couvertes de moraine. En fait, leur distribution est liée à la fois à la répartition des dynamiques glaciaires et à un étagement bioclimatique qui n'a connu que des variations assez modestes après la déglaciation. Il s'agit des couvertures de blocs qui revêtent presque uniformément les vastes plateaux du nord du Breheim, autour des affluents méridionaux du haut Ottadal (Ostradal, Tundradal, Lundadal). Ces larges plateaux réguliers, légèrement ondulés, simplement marqués par quelques surcreusements peu profonds (petits lacs au NW du Tundradal) sont en effet revêtus entre 1350 et 1600 m d'altitude, de champs de blocs, sauf sur leurs rebords convexes au-dessus des auges glaciaires, et sur les flancs des vallons ou des sillons au relief irrégulier, raclé , qui creusent les bandes plus intensément fracturées au voisinage des mêmes vallées (sillons et crêtes façonnés dans la bande sub-méridienne de quartzites et de métapsammites que recoupe l'Ostradal au SW du Skantfly ; large vallon suspendu du Lunda-Grjotådal, creusé le long du contact entre gneiss de l'ouest et micaschistes à l'ouest du Lundadal, pl. 7). Ces "fly" s'étendent au pied de la crête axiale EW du Breheim, dont les bastions les plus larges portent, nous l'avons vu, des petites calottes glaciaires : dans ce cas précis, la dénudation des surfaces culminantes est liée à une dynamique glaciaire particulière, en partie actuelle, dont nous avons déjà étudié les caractéristiques. Le plus vaste des plateaux couverts (Sotfly - Skautfly, entre Ostradal et Tundradal) s'étend entre 1450 et 1400 m jusqu'au pied de la crête et de ses plus hauts sommets (Tundradalskyrkja, 1970 m ; Holåtind, 2047 m), par l'intermédiaire d'une étroite surface raclée correspondant très partiellement au plancher des cirques qui échancrent et avivent le versant nord de la crête (cirque à fond surcreusé à l'ouest du Tundradalskyrkja, Steindal, pl . 7). La même disposition est visible plus à l'est, au contact entre le plateau (Steinfly) et le massif du Holåtind : quelques glaciers sont descendus jusqu'à son niveau, y laissant des moraines terminales bien marquées là où les eaux de fonte ne les ont pas entraînées(midtre Gjelåbreen). Mais en dehors de ces glaciers, les flancs assez doux de ce massif, de même que ceux des lourdes coupoles du Tverrfjell (1951 m), plus au nord, sont tapissées de blocs et de pierrailles de gélifraction, plus ou moins mobilisées par gélifluxion,

qui prolongent en altitude les formations à blocs de la même façon que dans le Jotunheim, plus à l'est. La situation non culminante n'est donc sensible qu'à la limite sud de ces plateaux pierreux, au pied de massifs assez élevés et arrosés pour porter des glaciers lors des interglaciaires.

La couverture des hauts fly du Breheim, épaisse de quelques dm, est essentiellement composée de matériaux locaux, blocs anguleux ou faiblement émoussés dont la nature, comparée à celle du substratum, atteste des déplacements latéraux faibles ou nuls (N. Santarelli, comm. orale). Il s'y mêle une matrice peu abondante, qui permet sur les parties les plus basses de ces fly légérement ondulés, des replats bordant l'Ottadal entre 1250 et 1350 m d'altitude, le développement d'une toundra rase analogue à celle que l'on trouve sur les fly du Jotunheim oriental vers 1400 m. Au-dessus, cette couverture disparaît, en même temps que la proportion de blocs augmente et que les phénomènes de redressement se multiplient, ainsi que les polygones. La présence de champs de blocs est donc associée à une ambiance périglaciaire sévère, et son interruption locale en altitude est liée à l'existence de glaciers sur les plus hauts massifs, un phénomène propre à cette région élevée et en position assez occidentale. Quant à la formation même du matériel meuble, nous n'avons pas pu relever de différence ni de solution de continuité avec la moraine de fond qui tapisse les versants des vallées et les replats situés en contrebas, si ce n'est un déplacement encore moindre du matériel. Nous pensons que *le problème de l'origine de ce matériel et de ses implications quant à l'évolution des reliefs correspondants se pose dans les mêmes termes que pour les couvertures morainiques de l'est* , en rapport avec des englacements de mobilité équivalente, mais en l'absence de phénomènes de fusion aussi importants. La différence des modelés de détail est avant tout liée à un tri superficiel par le gel rendu possible grâce à la plus forte altitude de ces plateaux (jusqu'à 1600 m), à l'abaissement des limites d'étagement climatique vers l'ouest (l'isotherme 0° passe à 860 m d'altitude, au lieu de 1015 m à l'est du Jotunheim) et peut être grâce à une déglaciation un peu plus précoce des plateaux (cf. supra, chapitre 3, p. 557).

La répartition apparemment aberrante des couvertures à blocs du nord du Breheim reflète en fait celle des couvertures morainiques, avec sa dissymétrie principale. Leur interruption en al-

titude n'est que locale, et ne s'observe déjà plus vers le NE sur le massif du Tverrfjell, trop restreint, trop peu élevé et trop engagé dans une région sèche pour avoir porté des glaciers en dehors des phases principales des glaciations. On saisit là un passage continu des modelés glaciaires des plateaux aux modelés et aux formations superficielles périglaciaires des massifs qui les dominent ; la transition peut être pleine d'enseignements sur l'origine des couvertures meubles, sur leur dynamique, et sur l'évolution morphologique du fjell au cours du Quaternaire. A cet égard, l'étude des couvertures de blocs des bastions culminants apporte sans doute plus d'informations que celle des couvertures à répartition irrégulière.

3. Les couvertures de blocs des bastions culminants

L'étagement des formes du fjell à l'intérieur du Jotunheim et surtout à sa périphérie permet de suivre le passage en altitude aux formations à blocs, à partir de surfaces rocheuses nues (à l'ouest et à l'intérieur des montagnes de gneiss à pyroxènes) et à partir de couvertures morainiques (au nord et à l'est). Dans les deux cas, l'influence des conditions périglaciaires règnant en altitude depuis la déglaciation est évidente. Mais dans l'évaluation de l'âge, de l'origine et de l'éventuelle mobilisation de ces couvertures, il est également indispensable de tenir compte du changement en altitude des dynamiques glaciaires passées par rapport aux plateaux inférieurs (épaisseur, température, mobilité de la glace).

a. Des surfaces raclées aux régolites sommitaux : les formations à blocs non structurées.

Sur le rebord occidental du Jotunheim, du pied des Hurrungane au versant ouest des pics de Smørstabb (pl. 7), le niveau de transition entre les plateaux raclés et les formations à blocs coïncide approximativement avec la base des bastions culminants s'élevant au-dessus de la surface principale du Sogn. Plus à l'ouest et au sud-ouest, sur le vaste plateau qui s'étend entre le Lustrafjord et l'Årdalsfjord entre 1200 et près de 1600 m, nous avons signalé la multiplication des blocs et des pierrailles sur les hauts interfluves et leurs rebords, dès que la lithologie s'y prête (bancs de trondhjémites et d'anorthosites intensément diaclasés du massif de l'Ingebjørgsfjell et du pourtour

du Slettedalsvatn). Il s'agit pour l'essentiel de produits de gélifraction in situ ou ayant légèrement migré sur les versants, après la déglaciation (ph. 103). Ces débris auxquels se mêlent des éléments morainiques en faible abondance, deviennent cependant plus rares au nord, entre le Berdal et le Lustrafjord, sur les crêts et les sillons développés dans le système de lames de socle mylonitisé, de méta-arkoses, de quartzites et de micaschistes prolongeant les reliefs monoclinaux du Sogrefjell ; les conditions topographiques et lithologiques, et donc les possibilités de gélifraction y sont trop variées pour qu'un manteau continu de pierrailles puisse s'y développer.

C'est à l'est du Berdal et du col du Berdalsfjell, au pied des Hurrungane, que ce manteau devient continu, sur la partie plus régulière du plateau qui s'étend directement au pied des pics des Hurrungane (Soleitind, 2082 m) à 1400 m d'altitude. Ce plateau est taillé dans des mylonites amphibolitiques en pendage est, débitées en plaques peu épaisses (2 à 80 cm, éch. 927) et entrecoupées de bancs plus massifs de gneiss feldspathiques à amphibole (éch. 929) ; au sud-est, des ressauts de gneiss à pyroxènes et d'opdalites plus massifs (2 à 5 diaclases par m; pas de débit systématique en bancs) forment la base du versant nord des Soleitindene. Jusqu'à 1400 m d'altitude, les têtes de rochers débitées en dalles séparent des espaces plans et des cuvettes légèrement surcreusées où un voile discontinu de moraine de fond peu épaisse est colonisé par une végétation rase de graminées, d'Empetrum et de lichens. A partir de 1400 m, au pied des Soleitindene, la couverture de blocs et de pierrailles de gélivation se généralise, tandis que disparaissent les éléments morainiques et la végétation (sauf les lichens). Les pointements et les crêtes correspondant à des bancs de mylonites un peu plus massifs apparaissent complètement démantelés en dalles et en plaques branlantes, tandis que plus haut, la base des ressauts de gneiss à pyroxènes est entièrement tapissée de blocs moins aplatis, tout aussi anguleux (ph. 55). Les mêmes caractères se retrouvent sur le replat aménagé un peu plus haut dans le versant, entre 1480 et 1500 m, aux dépens d'un niveau mylonitisé parallèle aux précédents. L'ensemble constitue *un champ de blocs entièrement dépourvu de matrice fine* , y compris en profondeur, et développé par macrogélifraction aux dépens d'un modelé dont l'origine glaciaire est attestée par la mise en valeur exclusive des contrastes de résistance mécanique. L'absence de mobilisation des blocs

instables des corniches, indique l'origine probablement post-glaciaire de la plus grande partie de ce matériel, l'altitude 1400 - 1450 m apparaissant comme la limite inférieure du domaine de gélifraction intense. Ce champ de blocs s'inscrit dans la concavité basale d'un grand versant régulier incliné à 30°, une des grandes facettes triangulaires au profil convexo - concave qui sur les retombées nord, nord-ouest, ouest et sud-ouest du massif des Hurrungane, sont brutalement recoupées par les vallées et les cirques rayonnants qui lacèrent la haute coupole (Dyrhaugsrygg, Soleitindene, Austanbottindene, fig.35 et ph. 98).

Le versant lui-même, comme les autres versants évoqués plus haut, est entièrement tapissé de blocs - à l'exception de ressauts correspondant à des bancs massifs d'opdalite ou de diorite, qui montrent une amorce de débit par des diaclases courbes parallèles au versant. Epaisse d' 1 à 1,5 m, et dépourvue de matrice, autant que nous avons pu en juger, cette couverture a été suivie en altitude jusqu'à ce que le versant se retrécisse en une simple crête de recoupement de parois de cirque (1840 m) ; elle est composée de blocs anguleux de dimensions décimétriques, instables, et sur lesquels une couverture de lichens - fort glissante et dangereuse par temps pluvieux ! - atteste l'absence de processus actuels de fragmentation (ph. 110). Ces blocs qui ne présentent aucune tendance à une disposition particulière, n'ont pas migré dans le versant, ou seulement sur quelques mètres, les éléments se calant bien les uns sur les autres, même lors des expériences - volontaires ou non - de mobilisation que nous y avons faites. Il s'agit là d'une *"pente à blocs"* typique (Strömquist, 1973), dont l'inclinaison est supérieure à la limite que R. Dahl (1966) a fixée à la limite entre champs de blocs et éboulis (25°). La rugosité d'ensemble et le coefficient de frottement élevé de cette formation très grossière et dépourvue de matrice sont sans doute responsable de cette relative stabilité ; la migration des éléments ne peut se faire que par une reptation très lente.

La macrogélifraction est probablement le processus directement responsable de la formation de cette couverture, même si les conditions de son intervention, en l'absence de bonnes conditions d'imbibition superficielle, restent peu claires (Strömquist, 1973 ; S.E. White, 1976). Nous n'avons aucune indication quant à l'existence passée d'une matrice, et nous supposons que c'est en profondeur dans la

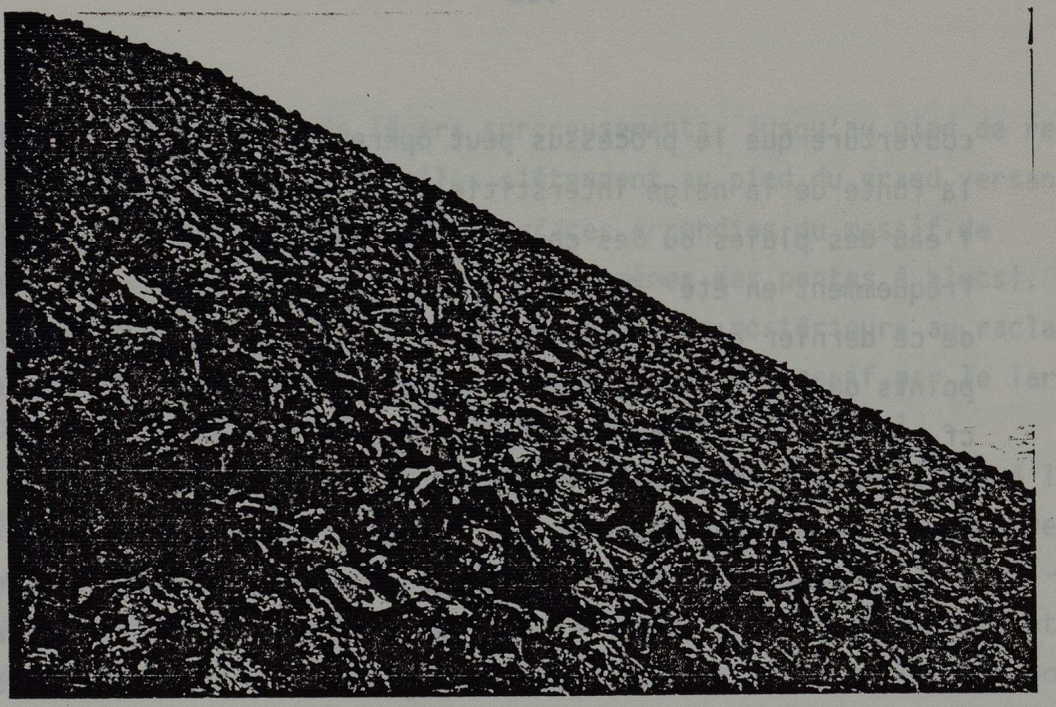


Photo 110. "Pente à blocs" sur le flanc nord des Soleitindene (Hurrungane). Altitude : 1650 m ; pente : 30°.

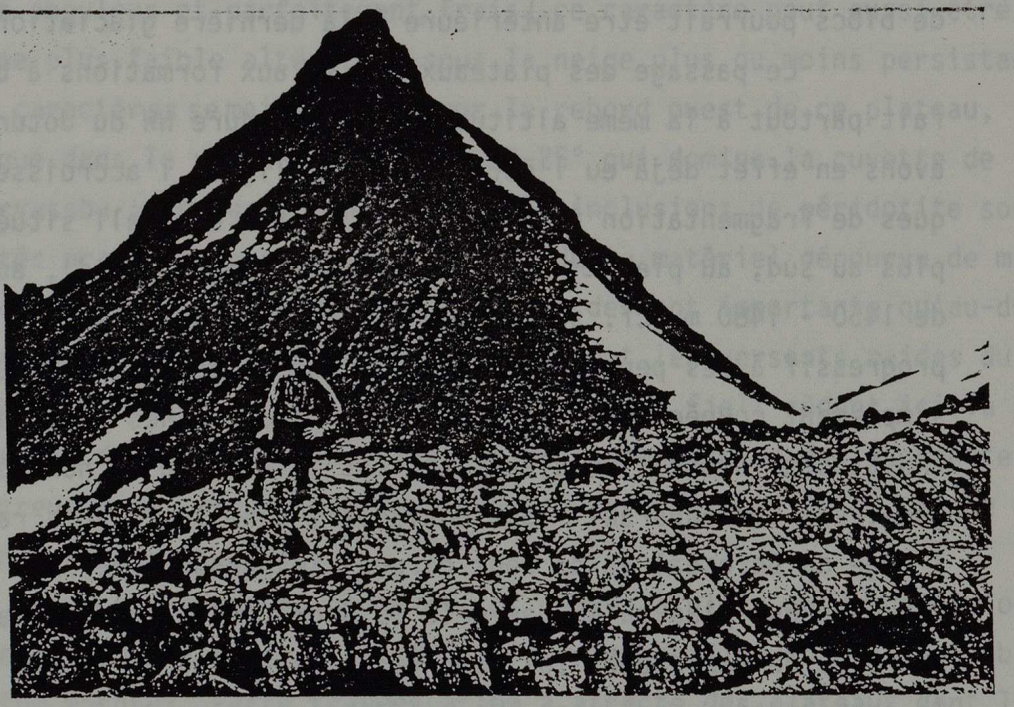


Photo 111. Le Kyrkja ("l'église", 2032 m), vu vers le NNE depuis le Kyrkje - oksle (1800 m). Au premier plan : diaclases et joints élargis par le gel dans les gneiss à pyroxènes. En en arrière : pente à blocs et éboulis dans les flancs du Kyrkja.

couverture que le processus peut opérer ou avoir opéré, au moment de la fonte de la neige interstitielle ou plus tard dans la saison lorsque l'eau des pluies ou des chutes de neige et de grésil qui se produisent fréquemment en été regèlent au contact du pergelisol (l'existence de ce dernier n'a pas été vérifiée ici, mais elle l'a été en d'autres points du Jotunheim, à des altitudes équivalentes ou inférieures : cf. infra, p.721). La fragmentation peut donc se poursuivre encore actuellement. Mais dans la mesure où l'intervention de très basses températures et d'ondes de gel pénétrant profondément est plus déterminante dans ce mode de gélifraction que le nombre des cycles gel - dégel (Washburn, 1979), il est logique de supposer qu'elle a été plus efficace immédiatement après la déglaciation du massif, c'est-à-dire dès avant le Dryas récent et jusqu'à la fin du Pré-Boréal (cf. supra, Chapitre III, p.571). On ne distingue en tout cas aucune marque de mobilisation glaciaire sur ce versant qui, situé entre des cirques encore englacés, n'est pas en position d'avoir été balayé par une glace très mobile. Mais rien ne permet non plus d'affirmer que la couverture de blocs pourrait être antérieure à la dernière glaciation.

Le passage des plateaux raclés aux formations à blocs se fait partout à la même altitude sur la bordure NW du Jotunheim. Nous avons en effet déjà eu l'occasion de souligner l'accroissement des marques de fragmentation in situ sur la partie du fjell située un peu plus au sud, au pied des Austanbottindene (Berdalsband), aux alentours de 1450 - 1480 m (cf. supra, p. 648). On note au-dessus le passage progressif à des pentes à blocs analogues à celle des Soleitindene, simplement coupées par quelques ressauts de roches plus massives (Austanbottindene). Le dispositif est interrompu au nord des Hurrungane, sur le Fannaråki - Steindalsnosi, dans les flancs raides de l'auge du Bergsdal et de deux cirques suspendus (ph. 79). IL ne se retrouve que plus au NE, au-delà du Sognefjell, sur le flanc ouest des pics de Smørstabb. Ici, sur le large replat accidenté qui tronque la sparagmite du valdres, les mylonites basales du Jotun et même la "lame de gabbro marginal" de Battey et Mc Richtie (cf. supra, chapitre II), c'est au-dessus de 1450 m que la surface raclée à placages morainiques et tourbeux laisse la place à un champ de blocs dont les matériaux proviennent pour l'essentiel du substratum - avec des blocs à demi-éjectés, des têtes de rochers éclatées, etc (ph. 104). Comme dans le cas du Berdalsfjell, ce champ de blocs couvre une topographie

inégale, marquée par de légers surcreusements, jusqu'au pied de ressauts. (Nufsfonn). Plus au nord, elles s'étendent au pied du grand versant concave qui recoupe les hautes surfaces arrondies du massif de Smørstabb (celles-ci constituent elles-mêmes des pentes à blocs). La formation semble donc être au moins en partie postérieure au raclage du plateau et au raidissement du rebord ouest du massif par le large courant de glace qui s'est orienté au NE vers le Bøverdal.

Des observations du même type ont été réalisées à l'intérieur même du Jotunheim, sur les lambeaux de plateau qui entourent la cuvette de Leirvassbu (pl. 7). Le plateau du Kyrkje-oksle (1700 - 1800 m) présente en effet les marques d'une fragmentation systématique, sans déplacement des blocs, aux dépens d'une surface raclée qui porte quelques blocs erratiques (ph. 111). L'ouverture des diaclases subverticales (6 par m) et horizontales qui découpent ici les gneiss à pyroxènes s'accompagne d'un émoussé des arêtes et des angles sous les lichens. Aucune marque de fragmentation actuelle ou récente n'est visible si ce n'est à la périphérie des taches de neiges, où les blocs sont anguleux et parfaitement frais (ce caractère peut aussi être lié à une plus faible altération sous la neige plus ou moins persistante). Ces caractères se maintiennent sur le rebord ouest de ce plateau, jusque dans le versant incliné à 20-25° qui domine la cuvette de Leirvassbu ; les gros blocs issus des inclusions de péridotite sont restés pratiquement en place au sein de ce matériel dépourvu de matrice fine. La mobilisation des matériaux ne devient importante qu'au-dessus du plateau, avec les éboulis qui tapissent les versants raides du Kyrkja (ph. 111). Mais les formes lourdes du fjell cèdent ici la place à celles d'un horn, individualisé à l'intersection de la cuvette surcreusée de Leirvassbu, de l'auge du Kyrkjeglupen et du cirque du Kyrkjetjern (pl. 7).

Les champs de blocs et les pentes à blocs du Jotunheim occidental sont donc le résultat de la fragmentation in situ du substratum rocheux. Cette fragmentation a affecté des plateaux dont la position , à l'intérieur ou à la périphérie de hautes montagnes qui ont connu de multiples phases de glaciation active à glace mobile , explique qu'ils aient été raclés. L'interprétation de leurs formes pose donc les mêmes problèmes que pour les surfaces de roche nue. Seules certaines pentes à blocs sus-jacentes (Hurrungane, hautes surfaces du rebord ouest des pics de Smørstabb) peuvent avoir échappé

à ce raclage, et dans ce cas, l'âge post-glaciaire de leur couverture ne peut pas être établi avec certitude. Le matériel provient essentiellement de la macrogélifraction, qui ne semble être que très exceptionnellement active en surface. Aucun indice ne nous permet d'affirmer que ce processus ait pu s'accompagner de la formation d'une fraction fine. C'est en tout cas l'absence de celle-ci qui explique l'absence de structures géométriques et de mobilisation périglaciaire dans ces couvertures. Ce caractère oppose nettement les formations à blocs du Jotunheim occidental à celles du reste des montagnes et des hauts plateaux du Sogn-Jotun.

b. Des moraines aux champs de blocs sommitaux

Les champs de blocs sont plus fréquents et plus étendus sur les massifs et les plateaux des parties nord, est et sud du Jotunheim que dans sa partie occidentale et les régions du Sogn. A la différence de ceux qui viennent d'être envisagés, ils dominent des plateaux couverts de moraine, et là où des pentes de raccord suffisamment douces existent entre ces plateaux et les bastions culminants, il est possible d'étudier la transition entre les deux types de couverture.

Des couvertures de blocs revêtent la plus grande partie des *massifs aux formes émoussées* qui composent le Jotunheim septentrional, du nord du massif du Galdhøpiggen au Kvitingskjølen et aux massifs bordant le Sjodal (Nauggardstind, est du massif du Knutsholstind) en passant par la vaste coupole complexe du Glittertind et ses annexes septentrionales (Lauvhø, Blåhø). Elles caractérisent aussi une partie des hautes croupes qui dominent le nord du Breheim (Tverrfjell, Lomseggen). Leur continuité est remarquable. La roche en place n'apparaît que dans les parties les plus pentues des rebords de ces massifs (corniche du Tessefjell, à l'est du Kvitingskjølen), sur les parois des entailles qui les séparent ou qui les lacèrent (quelques versants d'auges évasées, parois de cirques surtout), ainsi que sur les rebords convexes du fjell sur les plus profondes des auges (Visdal : ph. 36) et sur les rares ressauts qui accidentent les versants. En dehors de ces cas, on note généralement un passage progressif du manteau morainique non dérangé qui s'étend au pied des massifs jusque sur leurs basses pentes, aux formations à blocs qui revêtent les pentes, les hauts plateaux ou fly des bastions culminants, et leurs coupoles sommitales (Tverrfjell, Lomseggen). Mais ce passage

n'est pas simple et peut se faire de différentes façons, à différents niveaux, selon la configuration des massifs.

A cet égard, le *massif du Kvitingskjølen* , au nord du Jotunheim, est l'un des plus riches d'enseignements. Entouré de toutes parts par des vallées et des plateaux couverts de moraine dont l'altitude est comprise entre 1000 et 1100 m, il présente des systèmes de pentes variés (cf. supra, Chapitre II, p.288), depuis les versants concaves assez doux de la périphérie jusqu'aux hautes et lourdes coupoles sommitales (2000 m) en passant par les amples vallons, les replats, et les "fly" qui, suspendus entre 1400 et 1600 m d'altitude sur les flancs du massif, s'ouvrent au NW (Kvitingi, Svarva), au nord (Koppfly) et au sud (Sylvetjern, Grotåfly). Ces formes se raccordent les unes aux autres par d'amples concavités et convexités, les ruptures de pente restant rares (flanc SW, au-dessus du Smådål). Les basses pentes concaves du massif sont entièrement tapissées de moraine aux éléments assez petits et inégalement émoussés (gneiss à pyroxènes, péridotite), en alternance avec les cônes de déjection qui s'étalent au débouché des ravins (pl . 7). Sur les versants qui dominent cette ample concavité, le manteau morainique a pu être suivi jusqu'à des altitudes de 1500 à 1600 m, sur des pentes atteignant 20 à 25° (versants dominant le cône du Kvitingi, au-dessus de Sålell, ph.112) ; il apparaît simplement marqué par de nombreux replats et bourrelets festonnés d'1 à 2 m, du même type que ceux du massif du Glittertind (Schroeder - Lanz, 1983) et qui attestent probablement l'intervention de la solifluxion sous un couvert végétal ras (ph. 34). Mais il est mieux caractérisé sur les replats et les amples fonds de vallons autour des coupoles centrales; il couvre uniformément leurs pentes faibles (2 à 10°) sur des épaisseurs atteignant 1 à 2 m et plus (fig. 53). Colonisée par une végétation rase croissant sur une tourbe peu épaisse ce manteau à matrice sablo-limoneux peu abondante conserve localement les modelés associés à sa mise en place (moraines latérales du Heimfjell et du Smådål sous le Grotåfly : pl. 7) et à la fusion de la glace qui a occupé tardivement le fond de certains vallons et fly (Koppfly : kames et même un court esker sur le rebord sud du ravin de l'Ilva).

Les croupes et les coupoles sommitales dominent les replats et les fly par des versants convexo-concaves entièrement tapissés de blocs, sauf là où les torrents enfoncés dans le plancher des vallons viennent saper la base même de ces versants en créant des abrupts rocheux hauts

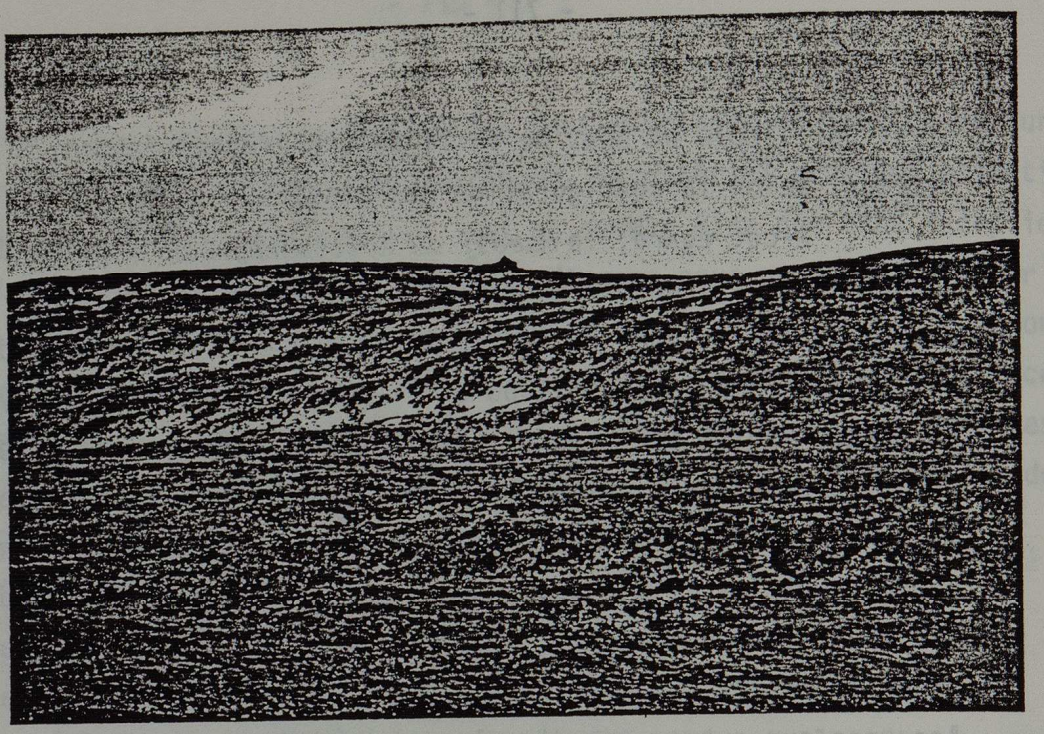


Photo 112. Le versant NW du Rupknuben (Kvitingskjølen, 1800m); vu vers le SE depuis Sålell. Passage du manteau morainique coupé de terrasses formées lors du retrait glaciaire (en bas) à une couverture de blocaille d'origine locale à bourrelets festonnés (en haut, au-dessus de 1600-1650 m) ; au centre : le pseudo-tor du Rupknuben.

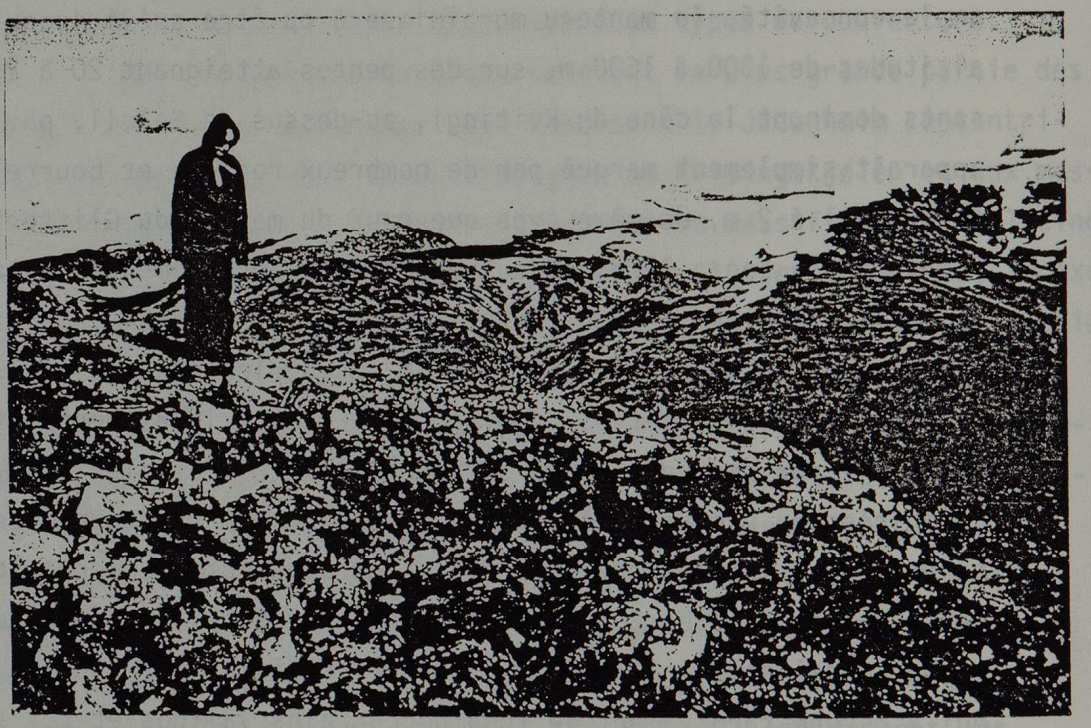


Photo 113. Rebord d'une coulée de blocaille sur le flanc sud du Juvasshø (1850 m).

À l'arrière-plan : le Visdal et le nord du massif du Olittertind.

de 50 à 200 m (versants N et NE des vallons dissymétriques de la Kvitingi et de la Svarva (fig. 53). Les versants, inclinés de 15 à 25°, entrent dans la catégorie des *pentes à blocs* , selon la définition de Strömquist (1973). Le contact avec le manteau morainique, partout situé entre 1550 et 1600 m, est net, d'autant plus que la rupture de pente où il s'inscrit est accentuée par les rebords de coulées de blocaille au pied desquels des tâches de neige se maintiennent jusque vers la fin de l'été (ph. 112). Le contraste réside tout d'abord dans l'absence de matrice en surface, sauf sur les moins inclinées des étroites terrasses qui accidentent ces versants. Sur le versant N et NW du Rupknuben, au sud de la Kvitingi (ph. 112), la plupart de ces terrasses correspondent à des irrégularités du manteau de blocs, à des séries de bourrelets de blocs grossiers et instables retenant des éléments un peu plus petits. Le matériel, est anguleux et entièrement autochtone. Il se compose de blocs de gneiss à pyroxènes de 30 à 40 cm de côté en moyenne, ainsi que de blocs un peu plus grossiers de péridotites altérés en surface (teinte rouille) ; cette composition reflète exactement celle du substratum. La disposition en très courtes coulées indique une certaine migration du matériel sans doute favorisée par la présence d'une matrice fine peu abondante en profondeur. Dans quelques cas, les rebords de "terrasses" sont en fait des ressauts rocheux à demi démantelés ; l'un de ces ressauts, à 1680 m d'altitude, correspond à l'affleurement d'un banc très massif de gneiss à pyroxènes, où des diaclases subverticales espacées d'1 à 2 m recoupent des diaclases courbes parallèles au versant (fig. 119). Les gros blocs détachés le long de ces diaclases sont légèrement déplacés ou à demi renversés, en grande partie sous l'effet de la poussée des débris venus de la partie supérieure des versants ; le déplacement est facilité par une très faible quantité de limon brun visible au pied des blocs, et par une mince tourbe interstitielle qui facilite l'imbibition. Le processus semble cependant être inactuel ou fort lent, tous les blocs étant couverts de lichens, et les faces des diaclases ouvertes présentant une forte altération superficielle. A la formation des pentes à blocs est donc associé un processus de régularisation du versant, sous l'effet d'une lente migration qui facilite le déchaussement des pointements les plus massifs.

Ces pentes à blocs mènent à *des croupes et à des hautes*

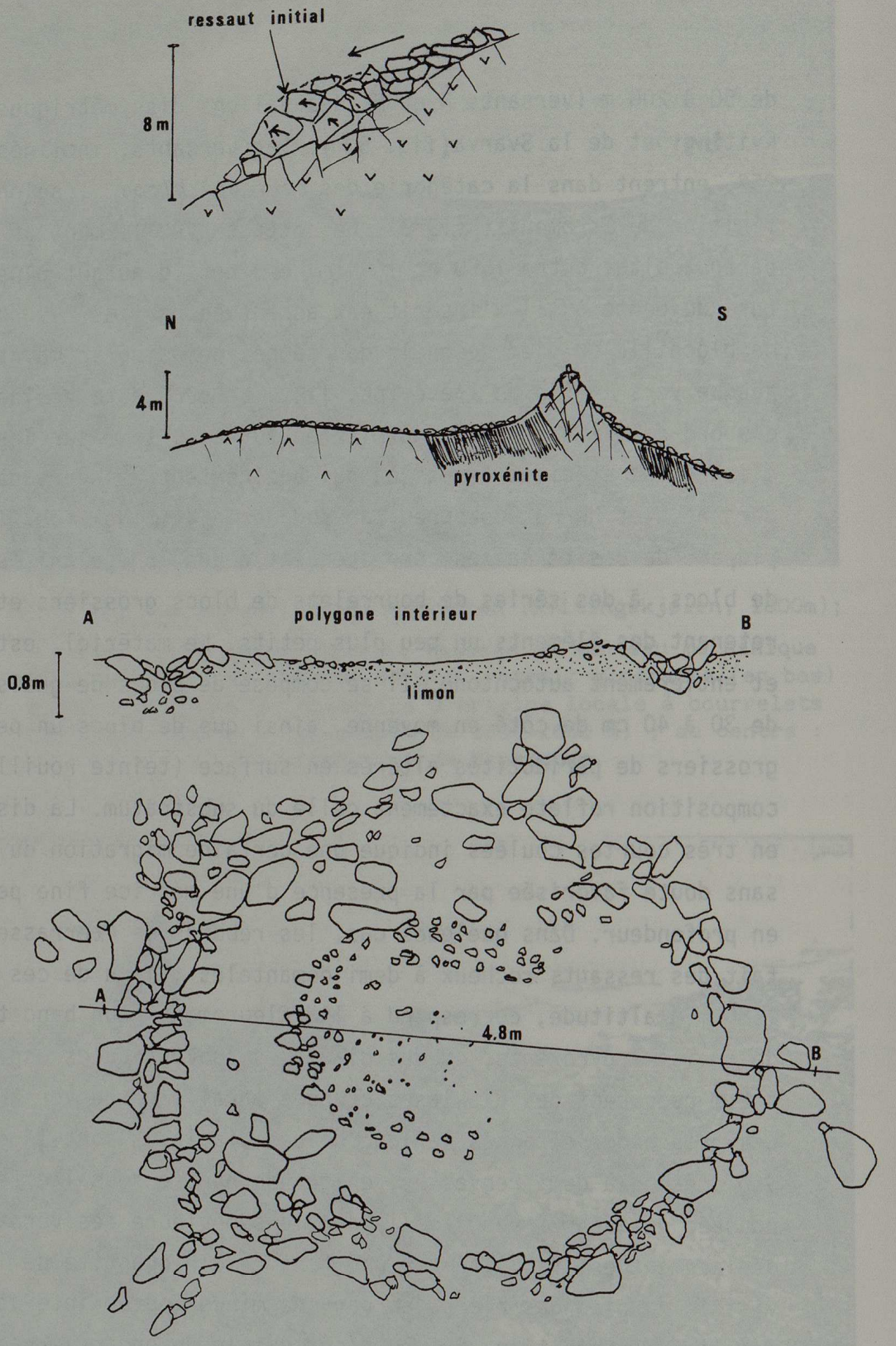


Figure 119 : Modelés périglaciaires sur les hautes surfaces à blocs du Jotunheim des gneiss à pyroxènes.

A: ressaut rocheux démantelé et pseudo-tor sur les flancs et le sommet du Rupknubben (Kvitingskjølen, 1700 m).

B: grand polygone sur le plateau de Juvasshytta, à 1880 m d'altitude.

surfaces arrondies situées entre 1700 et 2000 m d'altitude. Celles-ci se présentent comme de vastes champs de blocs également dépourvus de matériel allochtone, et où la roche en place est toujours très proche. Sur la surface subhorizontale des croupes les plus étroites (Rupknubben, 1775 m), la couverture est mince, et de nombreux blocs sont à demi enracinés. A l'alternance métrique ou décamétrique de bandes EW très redressée de gneiss à pyroxènes et de péridotites qui caractérise l'éperon du Rupknubben correspondent la composition du champ de blocs, et aussi sa topographie de détail, avec une légère mise en creux des feuilles de péridotite les plus fissurées. L'échine est d'ailleurs surmontée par un curieux pointement ruiniforme de gneiss à pyroxènes, haut de 4 m (ph. 112 et fig. 119). Correspondant à une passée un peu moins fracturée que le reste des gneiss à pyroxènes (ailleurs, 3 à 7 diaclases par m), ce chicot présente des flancs abrupts : ce sont des parois de diaclases couvertes de lichens et présentant une forte altération superficielle. La gélifraction ne paraît active que dans une étroite cheminée correspondant à une passée très diaclasée. On ne trouve qu'une faible quantité de débris au pied de ce chicot, bien que ces débris n'aient pas la possibilité d'être évacués ; le déchaussement ne paraît donc pas lié à l'évolution postglaciaire. La mobilisation des matériaux n'est pourtant pas nulle sur les faibles pentes qui entourent ce pseudo-tor ; on en observe surtout les effets sur certaines bandes de péridotite divisées en blocs de petites dimensions : ceux-ci se disposent en stries peu nettes dans le sens de la pente. Un tel processus de cryoturbation est rendu possible par la présence d'une fraction limoneuse peu abondante.

Un phénomène analogue a été observé au nord du Kvitingskjølen, sur le flanc NW du Kvithø, à 1700 m (pl.7). Cette fois, c'est un large pointement de péridotite massive qui est mis en relief par rapport aux gneiss à pyroxènes (ph.35). Situé au sommet du versant accidenté qui domine le plateau raclé de Sålell - Eklefjell, ce relief porte les marques de l'érosion glaciaire (quarrying surtout), avec des déchaussements inachevés. Les gros blocs de péridotite mêlés à des blocs de gneiss à pyroxènes qui occupent les couloirs voisins ont sans doute été arrachés et partiellement déplacés par la glace. On n'observe d'ailleurs pas de matériaux en transfert depuis les parois de la bosse de péridotite ; celles-ci, dont la teinte rouille traduit une altération superficielle généralisée (sur 6 à 7 mm d'épaisseur,

avec une mise en relief des filonnets de pyroxènite sur 1 cm) ne fournissent que des petits gélifracts en faible quantité , à partir des passées les plus fracturées. Cependant, des esquisses de polygones étirés attestent une faible mobilisation post-glaciaire de la formation à blocs, grâce à une matrice fine peu abondante qui a pu se concentrer au fond du couloir. Une telle matrice est également présente sur le sommet plat voisin du Kvithø (1710 m), où des polygones de 2 à 3 m de diamètre remanient la couverture. Des blocs émoussés fortement déplacés, sinon apportés, y sont mêlés avec des gélifracts issus de chicots de gneiss à pyroxènes, attestant la nature partiellement morainique du matériel.

En ce sens, le secteur du Kvithø s'apparente aux parties hautes des fly et des grands vallons suspendus, où la matrice fine assez abondante autorise le développement généralisé de sols figurés au-dessus de 1400 ou 1500 m d'altitude (macro-polygones, sols striés sur les pentes : Koppfly, Grotåfly, entre 1400 et 1600 m). Les topographies supérieures présentent pour la plupart des champs de blocs amorphes, pauvres en matrice et peu épais, analogues à ceux du Rupknubben. Les matériaux de ces derniers sont exclusivement des produits de la macrogélifraction, un processus qui ne semble d'ailleurs pas être actuel en surface, si ce n'est autour des taches de neige. L'altération et les désagrégations superficielles surtout sur les péridotites, sont à l'origine d'une partie au moins de la fraction fine peu abondante qui se mêle aux gélifracts ; celle-ci, à laquelle s'ajoute une mince tourbe intersitielle noirâtre est, responsable des quelques phénomènes de cryoturbation qui affectent les hautes surfaces. L'ensemble évoque le résultat d'une météorisation assez brève et peu poussée. Cependant l'existence de formes de déchaussement comme le pseudo-tor du Rupknubben implique l'ameublissement et l'enlèvement d'une tranche de roche plus épaisse que les quelques dm de blocaille actuellement présents sur les sommets. La mobilisation récente sur ces hautes surfaces est faible ou nulle : elle n'est plus évidente que dans les versants plus inclinés qui les raccordent aux vallons et fly situés 200 à 400m en contrebas. Cette observation, ainsi que la présence d'un manteau morainique plus épais à matériaux locaux sur les fonds de vallons et les fly, suggèrent que des transferts de débris depuis les croupes vers les fonds ont eu lieu lors de la dernière glaciation et des précédentes ; probablement sous l'effet de lents mouvements diver-

gents de la glace depuis les coupoles sommitales. On assiterait alors à un renouvellement des régolites sommitaux d'interglaciaire en interglaciaire ou en interstade, accompagné d'un lent abaissement des surfaces correspondantes parallèlement à elles-mêmes, grâce à l'évacuation de tout ou partie des gélifracts lors des phases d'englacement.

Cette hypothèse présente en outre l'avantage de rendre compte des grandes quantités de matériaux évacués hors du massif par les torrents après la déglaciation. Ces matériaux, des blocs mal roulés de toutes tailles sont accumulés, avec des cailloux et des sables, dans les puissants cônes de déjection qui tendent à empâter les topographies inégales du piedestal du Kvitingskjølen (cône du Kvitingi, ph. 34 , cône de l'Ilva ; cônes étalés dans le Småadal). Ces cônes se situent au débouché de ravins encaissés de 10 à 50 m ou plus dans le plancher des vallons suspendus et des fly (fig.53) ; les flancs rocheux de ces ravins en V, accidentés par quelques ressauts de péridotite, sont partout rugueux et témoignent d'une gélifraction active, surtout sous les corniches de neige qui se maintiennent sur le rebord des plus mal exposés d'entre eux. Certes, le fait que beaucoup de ces ravins soient installés contre le flanc N, NE ou NW des vallons où ils s'emboitent, et la dissymétrie même de ces vallons (fig. 53) suggèrent des influences topoclimatiques s'exerçant en dehors des phases d'englacement : le maintien prolongé de la neige sur le versant S facilite une longue imbibition du matériel de couverture et donc la solifluxion, le déplacement du matériel et la déviation du torrent contre l'autre versant (fig. 53). Mais la profondeur de ces entailles, et l'existence de formes de polissage dans une section élargie du ravin de la Kvitingi à 1380 m d'altitude nous amènent à considérer que les entailles ont pu exister avant même la dernière glaciation et que le processus n'est pas seulement post-glaciaire. Le creusement dans la roche en place s'est bien sûr poursuivi depuis la dernière glaciation, comme le montrent les entailles fraîches à la base des parois et les marques de glissement de matériaux depuis les rebords , mais la stabilité d'ensemble de ces parois couvertes d'une végétation rase (en dehors de ressauts de péridotite fournissant quelques éboulis grossiers) laisse penser que le creusement est peu actif actuellement et qu'il l'a également été pendant la plus grande partie de l'Holocène. En fait, la plus grande partie des matériaux des cônes de déjection provient de la prise en charge, lors de la fonte

des neiges, du matériel morainique accumulé sur les fonds de vallons et qui continue à glisser par paquets sur les flancs des ravins ; le creusement proprement dit s'est sans doute échelonné sur des périodes beaucoup plus longues que celle,post-glaciaire, de l'édification des cônes. Les glaciers sont responsables de cette accumulation de matériaux sur les fonds de vallons et les fly, et sans doute de l'évacuation de certaines quantités vers l'extérieur du massif ; mais la solifluxion post-glaciaire, et, même, à l'amont, la migration de matériel depuis les pentes à blocs, ont sans doute contribué au transfert. Ce transfert depuis les croupes culminantes vers les vallons, puis vers les cônes de la périphérie a sans doute été accru par un délavage des fines au fur et à mesure de leur production , un phénomène qui a pu contribuer à accroître l'opposition entre les types de formations à blocs.

On note donc dans le massif du Kvitingskjølen une collaboration des actions glaciaires et périglaciaires alternées dans un processus de transfert des débris des régolites sommitaux vers la périphérie. Le partage entre les débris de gélifraction peu ou pas déplacés et le matériel morainique n'est pas toujours aisé à établir, dans la mesure où la lithologie de l'ensemble du massif est très homogène (gneiss à pyroxènes, lardés de péridotites), et où les émoussés sont partout assez faibles, du fait des courtes distances de migration. Mais on saisit là une transition très progressive entre les régolites en place et les formations mobilisées par la glace, en liaison avec un aménagement glaciaire assez modeste. Une telle situation est liée à l'absence d'englacements locaux sur ce massif : celui-ci n'a été couvert que par des glaces d'inlandsis, sans doute froides et peu mobiles, sur la bordure d'un centre de glaciation actif. La glace a pu dans ses mouvements descendants et divergents vers la périphérie du massif, entraîner des matériaux en quantités minimes (les couvertures restent toujours peu épaisses), mais elle n'a guère exercé d'action directe de creusement. Les formes douces du massif contrastent d'ailleurs brutalement avec les quelques ébauches de cirques qui se situent sous le vent des plus hautes croupes et où se maintiennent encore des névés (amont du Koppfly, sous le Kvitingskjølen ; petites cuvettes surcreusées en bordure du Småd̊al) : pl. 7.

L'ensemble du massif a donc subi une retouche glaciaire et périglaciaire incontestable ; elle s'est traduite par un léger abais-

sement des croupes sommitales, par l'élargissement et par l'accentuation de la dissymétrie des vallons et des fly qui en échancrent les flancs, sous l'effet des transferts latéraux de matériaux. L'existence de champs de blocs n'est donc aucunement l'indice d'une absence de remaniement de formes préglaciaires et de régolites anciens ; elle reflète simplement les processus de production et de transfert des débris au cours des périodes glaciaires et interglaciaires et la création d'un équilibre mobile des formes qui peut être sans rapport direct avec celui des formes préglaciaires. Cependant, le creusement de gorges de raccord entre les vallons ou les fly et les régions déprimées voisines, ainsi que l'altitude remarquablement constante de ces formes suspendues incite à y voir les effets d'une évolution et d'un approfondissement lents par rapport à l'aménagement des auges et des retombées externes du massif ; cela pourrait plaider en faveur d'une évolution à partir de restes de vallées, de dépressions ou de replats se rattachant à une génération de formes également représentée dans tout le reste du Jotunheim. Les mécanismes mêmes qui viennent d'être évoqués supposent en tout cas que le relief soit largement différencié dès les phases initiales de ce type d'évolution ; il s'agit donc de l'aménagement de formes héritées.

Les mêmes remarques s'appliquent aux autres lourds massifs qui forment le nord du Jotunheim (Galdhøpiggen, Glittertind, Nautgardstind, surtout). Mais les altitudes plus élevées, et la présence de glaciers sur les reliefs résiduels arrondis ou découpés qui dominent des lambeaux étendus de la haute surface du Jotunheim (1700 - 1800 m) introduisent des variantes par rapport au dispositif du Kvitingskjølen. Un des meilleurs exemples est fourni par l'extrémité nord du massif du Galdhøpiggen, où sont représentés les principaux étages du relief du Jotunheim, séparés par des pentes douces revêtues de blocs. Nous avons déjà signalé la présence d'un épais manteau morainique sur le replat du Ljoslifjell, au-dessus de 1350 m d'altitude (cf. supra, p.665) ; couvert d'une toundra assez fournie (myrtilles, Empetrum, bouleaux nains, buissons de saules), ce manteau passe progressivement, vers 1500 m d'altitude, à un champ de blocs qui revêt les ressants convexes et les pentes plus ou moins douces (de 10 à 20°) séparant le replat du Ljoslifjell du haut plateau de Juvasshytta (Juvfly, pl. 7 et ph. 94). Quelques coupes le long de la route de Juvasshytta montrent qu'il s'agit également d'un revêtement morainique, dont l'épaisseur dépasse

2 à 3 m . L'aspect de champs de blocs résulte d'un tri superficiel où le processus de soulèvement des éléments grossiers par le gel paraît être déterminant ; en témoigne l'arrangement en polygones au-dessus de 1570 m sur les pentes les plus faibles (moins de 4°). Entre 4 et 8°, on observe un étirement de ces polygones et un passage à des sols striés. Sur les pentes supérieures à 8°, les sols striés laissent la place à une disposition en terrasses et bourrelets festonnés hauts d'un à 1,5 m, ce qui atteste l'intervention de la gélifluxion.

Les mêmes dispositifs se retrouvent *sur le plateau même du Juvfly* , entre 1800 et 1900 m d'altitude (ph.92) ; situé au pied de hautes coupoles partiellement éventrées par des cirques glaciaires fonctionnels (cirque du Gjuvatn : ph.37), ce plateau est partiellement couvert de moraine. On peut d'ailleurs distinguer le matériel étalé lors du Petit Age glaciaire sur les rives E et SE du lac de surcreusement niché en avant de ce cirque, de celui qui couvre le reste du plateau à l'extérieur de la moraine frontale de 1750. Dans le premier cas, il s'agit de blocs anguleux provenant des parois et du fond du cirque (gneiss à pyroxènes, péridotites non altérées et en blocs assez petits, pyroxènites, pegmatites), avec une fraction limoneuse peu abondante (farine glaciaire); dans le second cas, des blocs de gneiss à pyroxènes plus ou moins émoussés (très émoussés aux petites dimensions) et des blocs plus gros de péridotite, émoussés, très altérés, sont emballés dans un limon brun plus abondant (fig.119). Ce matériel n'a pu être mis en place, lors de la glaciation weischelienne que par la glace sans doute froide qui, élaborée dans les cirques (Gjuvbre, Kjelen) et surtout sur les parties les plus élevées du massif, a dû connaître un lent mouvement descendant vers le Visdal et le Bøverdal. Son altération superficielle beaucoup plus poussée est liée à une plus longue exposition à l'air libre (près de 10 000 ans). Mais comme sur les plateaux orientaux, l'état du matériel (blocs et cailloux très inégalement émoussés, y compris des galets, aux petites dimensions) et les types de dynamiques qui sont intervenus sur ce plateau rendent probable une relative ancienneté de ce matériel. Il s'agit sans doute d'une formation qui a subi plusieurs épisodes d'évolution subaérienne et de remaniement glaciaire, sans grands déplacements. En outre, sa situation sur une surface plane en bordure d'une cuvette légèrement surcreusée a toujours empêché l'entraînement des matériaux fins par délavage.

La couverture morainique du Juvfly est remaniée en un spectaculaire réseau de polygones de 2 à 4 m de diamètre, autour du Juvvatn. Ce sont le tri, le redressement et la concentration en surface du matériel grossier associés à la formation de ces polygones à cloisons pierreuses en openwork (Tricart et Cailleux, 1967 ; Washburn, 1979) qui sont responsables de l'aspect de champ de blocs de ce manteau morainique (fig. 119). Les parois d'une tranchée creusée en août 1974 à 100 m du refuge - hôtel de Juvasshytta montrent en effet que les blocs et les cailloux sont tous rejetés en surface et vers les cloisons, tandis que le coeur des cellules et la partie principale du profil, sur 80 cm d'épaisseur au moins, est presque entièrement limono-sableux, sauf vers la base où s'accroît la quantité de cailloux. La présence d'eau sur le fond imperméable (car gelé) des tranchées nous a empêché d'étudier la base du profil, et en particulier de vérifier l'existence d'un substratum raclé ou de la "zone de transition" à blocs altérés in situ que Strömquist (1973) a rencontrée à la base de nombreux champs de blocs. Malgré la rigueur du climat liée à l'altitude (moyenne annuelle de l'ordre de - 7° C : cf. supra, chapitre III), et la présence d'un pergélisol vérifiée dans la tranchée, ces polygones dont le centre légèrement déprimé est couvert d'une végétation rase et dont les blocs sont revêtus de lichens, ne paraissent pas être fonctionnels.

A l'inverse, sur le flanc sud de l'éminence du Juvasshø (1881 m), à quelques centaines de mètres au nord de Juvasshytta (ph.92), des coulées de blocaille remplacent les polygones étirés sur les pentes supérieures à 10° (ph. 113). Sur leur front, des blocs fraîchement retournés sont dépourvus des lichens qui recouvrent tous les autres éléments, ce qui atteste un fonctionnement actuel ; celui-ci est facilité par la présence d'une matrice sablo-limoneuse pourtant moins abondante que sur le plateau lui-même. Sur la colline , les blocs sont d'ailleurs plus anguleux : des gélifracts peu ou pas déplacés se mêlent à la moraine. Cette caractéristique s'accuse sur les flancs arrondis des hautes collines qui dominent le plateau à l'ouest, là où ils ne sont pas revêtus de glace ou de névés, ni entaillés par des cirques (Galdehø, ph. 94 et37). Sur les pentes les plus faibles (sud du Juvfly), les polygones disparaissent au-dessus de 1900 m d'altitude, alors même que la matrice fine est de moins en moins abondante (il est vrai que cette partie du plateau coïncide avec la marge des

glaciers du Kjelen et du Styggebre, caractérisée par de gros bourrelets frontaux de blocs en openwork). A la même altitude, les lichens disparaissent, et les pierrailles de gélivation en openwork qui revêtent les flancs plus pentus du Galdehø et les lambeaux de hautes coupoles arrondies du Galdhøpiggen deviennent parfaitement anguleuses et saines. Ainsi, le sommet doucement incliné du Galdhøpiggen (2470 m) est revêtu d'1 à 2 m de blocs anguleux de gneiss à pyroxènes, de 15 à 100 cm de côté, dont le fort aplatissement est lié à l'exploitation d'un réseau assez serré de diaclases subverticales parallèles. Les blocs sont peu dérangés, et l'on distingue de nombreux pointements rocheux à demi disjoints. L'ensemble évoque l'intervention d'une puissante macrogélifraction, qui se poursuit sans doute en profondeur dans le champ de blocs et sur les marges des névés ; les débris restent en place, sauf sur le rebord des cirques, où nous avons vu des paquets de blocs dévaler les parois abruptes vers la rimaye (juillet 1975). Il n'existe guère d'arguments en faveur d'un âge post-glaciaire ou d'une origine antérieure de ce manteau . Il semble en tout cas que ces hautes coupoles n'aient pas connu d'érosion glaciaire active, alors même que leurs flancs ont été brutalement recoupés par de multiples entailles glaciaires (cirques et auges : ph. 37) : aux différences de dynamiques glaciaires, commandées par une configuration morphologique probablement pré-existante, correspondent des types mais aussi des vitesses d'évolution très différentes.

La variété des couvertures meubles du massif du Galdhøpiggen, que l'on retrouve également, selon des dispositifs analogues, sur les hauts fly et sur les croupes sommitales de l'est du massif du Knutsholstind, montre que *la signification morphologique des régolites sommitaux à blocs est très nuancée*. On peut aussi bien y distinguer selon les sites, *des manteaux de débris récents et très peu mobilisés, que des couvertures plus anciennes où une certaine mobilisation glaciaire s'est ajoutée aux divers processus de mobilisation périglaciaire.*

Il n'en reste pas moins que les champs de blocs sont avant tout des formations typiques de l'étage périglaciaire, conformément à la zonation établie par Rudberg (1977) et que leur formation traduit non seulement le tri de matériaux mobilisés et déposés par la glace, mais aussi une attaque de la roche en place. Celle-ci, collaborant avec les différents agents de transport propres aux surfaces et aux pentes culminantes, est responsable d'une évolution appréciable qui doit être

prise en compte dans l'interprétation morphologique de ce domaine.

Le rebord oriental des hauts plateaux du Jotunheim méridional sur le Valdres, entre le Begnadal et la fenêtre de Beito (Øystre Slidre) en fournit un bon exemple. Nous avons déjà mentionné (cf. supra, p.356) l'aspect particulier de cette partie du front du Jotun ; le haut abrupt montagneux y est remplacé par la longue pente de raccord du Slettefjell, qui relie par une pente de quelques degrés les plateaux de micaschistes aux modestes ressauts qui constituent ici le rebord de la nappe du Jotun (Mathamarskarven, Belgenosi, 1570 et 1603 m). Une couverture morainique plus ou moins continue est présente sur les micaschistes et la sparagmite du Valdres que tronque la plus grande partie de cette échine, avec à partir de 1400 m la multiplication des effets du gel (dallages nivaux, polygones, larges terrasses et bourrelets de blocs en openwork de type replats - goletz). A ce matériel d'origine toujours proche s'ajoutent des gélifracts, issus des petites corniches de sparagmite du Valdres qui accident l'échine (fig. 118), ou bien des ressauts plus importants qui forment le front du Jotun, au pied du Mathamarskarven (ph. 114). Ces ressauts tournés à l'est, correspondent à l'affleurement de roches quartzo - feldspathiques mylonitisées (éch. 875, 876) débitées par les joints parallèles assez serrés (espacement de 2 à 50 cm) et ils fournissent de grandes quantités de plaques sonores de quelques cm à 15 cm d'épaisseur. Leur organisation en coulées de pierrailles festonnées sur les pentes de 10 à 15° situées en contrebas atteste l'importance de la mobilisation périglaciaire du matériel, due à l'existence en profondeur d'une matrice limono-sableuse (la surface et le front des coulées sont en openwork). Cette fraction fine peut provenir de la désagrégation granulaire des mylonites sous l'effet du gel, comme nous avons pu le vérifier à la base de pointements rocheux, et en laboratoire (tableau 17 ; éch. 876). Les mêmes juxtapositions se retrouvent plus haut, entre 1550 et 160 m d'altitude, sur les croupes monoclinales du Mathamarskarven et du Belgjenosi : des échines revêtues de pierrailles de gélivation issues de roches gneissiques assez fracturées de la nappe du Jotun (éch. 878) alternent avec des sillons légèrement surcreusés où la moraine est remaniée en polygones analogues à ceux de Juvasshytta. Sur les pentes nord du Belgjenosi, inclinées à 20 - 25°, les produits de gélifraction s'organisent en stries de blocs en openwork, pourvues d'un sillon axial, entre des bandes terreuses

Tableau 17 - Résultats des expériences de gélifraction menées au Centre de Géomorphologie de Caen, sous la direction de J.P. Lautridou.

A : 51e expériences
B : 57e expériences
} 600 cycles gel-dégel à -8°C

sauf échantillon 803 (300 cycles à -28°C).

A

N°	Localisation	Altitude	Roche Comportement sur terrain	Porosité sous vide %	Poids à sec (g.)	Poids des débris (g.)	%	OBSERVATIONS
320	Flakstadøy. Extrémité N du Nusfjord	4m	Trocolite. Désagrégation en gravillons et cailloux centimétriques, accompagnée d'une nette altération (teinte rouille). Grain très grossier	0,65	5558	3,08	0,05	Sable peu abondant (grossier surtout), petits gravillons aplatis (2 à 8mm : esquilles de plagioclase avec fragments de ferromagnésiens). Traces d'enlèvements dans la partie immergée. Parmi les débris : beaucoup de fragments altérés provenant d'une ancienne paroi de diaclase.
325	Flakstadøy. Myrland. Base NW du Storsandnestind.	15m	Gneiss monzonitique. Désagrégation en sable limoneux, esquilles et plaquettes, sur 2m d'épaisseur, le long d'une zone fracture en base de versant.	1,10	949,5	1,85	0,19	Sable fin (0,03 mm) à moyen assez peu abondant ; grains monocristallins surtout, lamelles de biotite saine ou mordorée. Quelques gravillons et une esquille plate (1x1,5cm) détachée le long d'une fissure de la partie immergée (avec enduit ferrugineux).
380	Langøy. Skårvågen. Extrémité NE de la baie de Rørskagen.	7m	Mangérite. Grain moyen Désagrégation granulaire le long des zones fracturées, jusqu'à 60-80 cm de profondeur.	0,60	1492,5	1,32	0,08	Sable fin à moyen assez peu abondant, noirs ; grains monocristallins (fs, bio. Px ; quelques biotites mordorées. Quelques gravillons polycristallins de 2 à 5mm de côté. Traces de départ sur arêtes dans la partie immergée. Exploitation préférentielle des zones fissurées.
392	Langøy. Route d'Uvåg. 400m W du carrefour de la route de Pollen	20m	Leptynite. Grain fin Faible désagrégation	0,75	886	0,07	0,008	Sable fin très peu abondant. Grains monocristallins (quartz, feldspath, biotite), jaunâtres (début d'altération). Malgré une fissure dans partie immergée.
437	Kråkeberget. 250m NW de Nystad ; carrefour de la route d'Utskår. (Langøy).	15m	Gneiss migmatitique Roche fragmentée (macrogélifraction), utilisée pour empierrement (car non microgélive).	0,75	690	0,16	0,02	Sable fin à grossier très peu abondant Grains monocristallins ; paillettes de biotite.
455	Hadseløy. Stokmarknes: 300 m W du port (Tommervik).	3m	Monzonite porphyroïde Grain grossier. Cataclase. Désagrégation granulaire ou en plaquettes le long des diaclases.	1,40	1241,5	1,32	0,1	Sable fin à grossier assez peu abondant (avec lamelles de biotite, quartz, feldspath). Gravillons de 2 à 5mm : esquilles polycristallines + fragments de grosses mésoperthites (exploitation des clivages). Traces de départ sur arêtes.
462	Hadseløy. Rebord S du du plateau au pied SW du Sæterfjell.	315m	Monzonite porphyroïde Grain grossier. Cataclase peu poussée. Altération superficielle Désagrégation granulaire des pointements rocheux.	1,25	1386	1,18	0,08	Sable fin à moyen assez peu abondant. Fraction 1mm : grains monocristallins (Q, fs, ferromagnésiens). Grains polycristallins d'1 à 3mm, ou monocristallins (fragments de Fs).
794	Langøy. Terrasse marine 200m N de la dernière maison de Vasvik.	12m	Mangérite Désagrégation granulaire, avec exploitation des clivages des feldspaths et altération superficielle.	0,95	1174	0,62	0,05	Sable fin peu abondant à grains monocristallins. Quelques esquilles de 2 à 5mm, mono ou polycristallines (exploitation de fissures superficielles de l'échantillon).
			300 cycles gel - dégel à -28° C.					
803	Hadeseløy. Rebord du cirque de Bervik. 200m NE du relais du Storheia.	480m	Mangérite Désagrégation granulaire sous pelouse et sur têtes de rochers. Début d'altération.	1,30	1225,5	1,10	0,09	Sable moyen à grossier assez peu abondant; gravillons ou esquilles de 2 à 5mm de côté (poly ou monocristallins); beaucoup de ferromagnésiens altérés. Patine rouille sur certaines faces d'esquilles. Débris issus d'un cortex très peu altéré, mince : desquamation sous l'effet du gel.

B

N°	Localisation	Altitude	Roche Comportement sur terrain	Porosité sous vide %	Poids à sec (g.)	Poids des débris (g.)	%	OBSERVATIONS
334	Vestvågøy. Stamsund. 50m W de l'église.	25m	Mangérite, porphyrique. Tendance cataclastique, grain grossier. Traces de désagrégation en milieu littoral.	0,70	942,5	0,4	0,04	Sable fin à grossier peu abondant, et gravillons de 2 à 3mm. Traces d'enlèvement sur face altérée et le long d'une paroi de diaclase. Esquilles monocristallines de Fs et de Fm bien individualisées.
343	Vestvågøy. S de la presqu'île d'Apnes, bord E de route	7m	Orthogneiss monzonitique. Désagrégation le long des lits, feuillets et diaclases (cailloux et arène).	0,80	845	0,6	0,07	Sable fin à grossier + esquilles allongées ou aplaties, polycristallines, de 2 à 8mm de long, détachées selon foliation (lits micacés surtout). Sable : grains monocristallins de Fs et surtout de biotite (attaque préférentielle de ces lits).
348	Vestvågøy. Hage. Bord SE de route.	92m	Orthogneiss monzonitique œillé. Grain moyen à grossier. Désagrégation sur 2,5m d'épaisseur en sables et gravillons, avec altération des biotites.	1,25	634	5,5	0,85	Sable fin à grossier très peu abondant. Quelques gravillons de 2 à 3mm (Fs, biotite). 1 fragment allongé de 8x10x35mm, détaché le long des lits de biotite. Sable : biotite surtout, en lamelles de dimensions variées.
355	Vestvågøy. Sommet S du Justadheia.	350m	Paragneiss quartzo-feldspathique alcalin Désagrégation granulaire des têtes de rochers sur plusieurs cm d'épaisseur. grain moyen à fin.	2,50	847	0,5	0,06	Sable fin à grossier, quelques esquilles aplaties ou gravillons de 2 à 5mm, détachées d'un cortex légèrement altéré. Sable : surtout des grains monocristallins; biotites bien individualisées.
362	Vestvågøy. Lacet S de la route à l'E de Ramsvik.	60m	Mangérite cataclasée. Grain grossier. Désagrégation en sables, graviers et cailloux le long d'une zone fracturée, sur 2 à 3m d'épaisseur, dans un versant incliné à 28°.	1,60	829,5	1,9	0,23	Sable fin à grossier peu abondant. Esquilles aplaties de 2 à 6mm +1 écaille de 1,5x2cm (1,5 à 3mm d'épaisseur). Début d'altération (enduit d'oxyde de fer sur faces des Fs). Provenance des débris : ancienne face de diaclase avec fissures parallèles ouvertes.
363	Vestvågøy. Sletheia ; 200m N de la cote 426	420m	Mangérite porphyrique. Grain grossier. Début d'altération. Désagrégation en sables et gravillons sous pelouse, sur 50cm d'épaisseur.	1,30	928,5	2,6	0,28	Sable fin à grossier assez abondant. Quelques gravillons polycristallins (2 à 5mm). Origine : un cortex légèrement altéré. Ouverture d'une fissure. Sable : pulvérisation des biotites (en partie mordorées), grains de Fs (exploitation des clivages).
367	Vestvågøy. Bord N de la route de Kjøy, SE cote 142	8m	Mangérite Désagrégation en sables et gravillons sur le haut estran.	0,45	1173	0,6	0,05	Sable fin à grossier assez peu abondant issu des deux faces altérées de l'échantillon. Individualisation des biotites et Px ; fragmentation des Fs en très petits grains (exploitation des clivages et des zones de granulation).
603	Vestvågøy. Extrémité NE de la petite baie S de Hestneset (NW de Leknes)	1m	Paragneiss. Désagrégation sur estran en sables, gravillons et plaquettes.	0,90	628	-	0	Quelques grains de sable fin à moyen. 1 lamelle de 3x5mm (biotite).
623	Vestvågøy. Extrémité SE de la grande crête S du Skrådalstind.	350m	Mangérite sombre. Désagrégation granulaire sur pointements rocheux, altération sous pelouse.	0,75	1431	0,3	0,02	Sable fin à grossier très peu abondant. 6 gravillons de 2 à 3mm, polycristallins. individualisation des biotites (souvent altérées) et autres ferromagnésiens. Fs à surface très rugueuse, exploitation d'une structure cataclastique.
671	Vestvågøy. Débouché du grand vallon de gélifraction du flanc SW du Hellfjell.	235m	Paragneiss quartzo-feldspathique, à grain fin et lits grossiers. Désagrégation en cailloux, gravillons et sables (altération).					Sable fin à moyen, très peu abondant, 1 gravillon de 2mm. Enlèvements surtout au voisinage d'une passée riche en biotite en contact avec un lit quartzo-feldspathique grossier. Sable: grains monocristallins ; biotites bien individualisées.
876	Jotunheim E. Pied E du Mathamarskarven, au sud des névés. Corniche sur plan incliné de raccord entre Jotun et Valdres.	1490m	Mylonite sédim. Débit en blocaille, avec matrice.	2,70	916,5	2,7	0,29	Limon sableux, sable grossier, Lamelle jusqu'à 3cm de long sur 1mm d'épaisseur Débit selon plans de schistosité + fragmentation. Exploitation des contacts avec lits de calcite.
923	Jotunheim E. Eperon NE de la cote 1854 à l'W des Valdresfly.	1740m	Gneiss à pyroxènes Champ de blocs avec matrice.	0,55	2748	1,1	0,04	Sable fin à moye, quelques gravillons polycristallins ; Purée de petits grains mono ou polycristallins de Fs et ferromagnésiens. Exploitation des interfaces des cristaux + arrachements à partir des Fs.

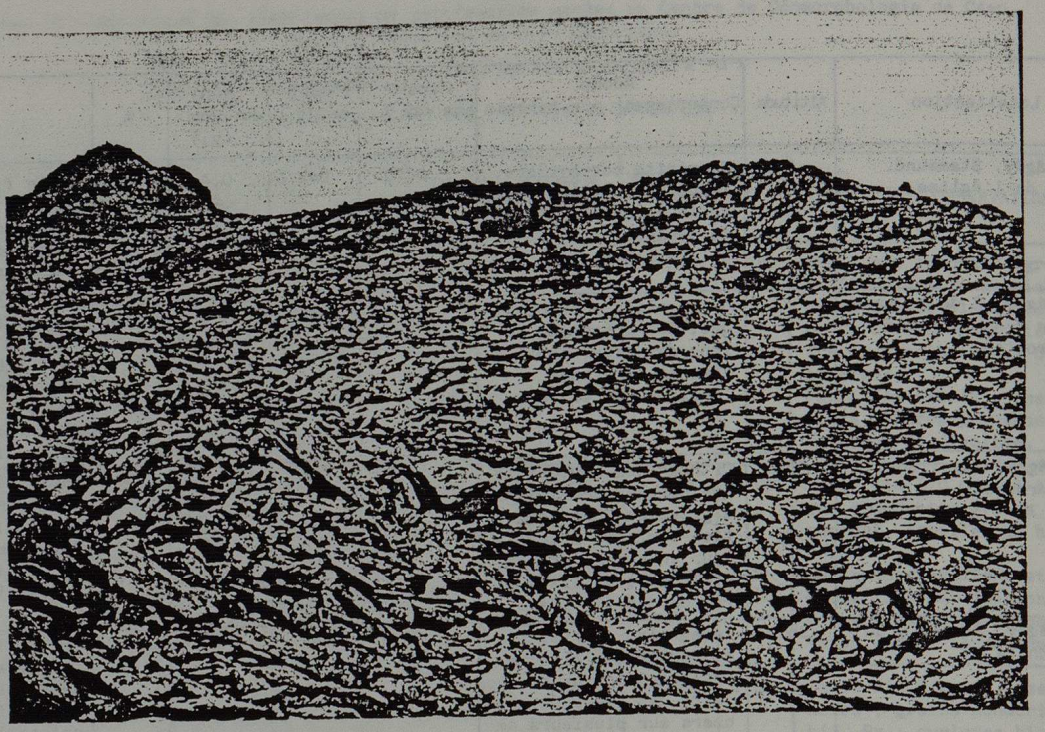


Photo 114. Corniches de roches mylonitisées et coulées de blocaille dans le flanc est du Mathamarskarven (Jotunheim oriental). Altitude : 1490 m. Remarquer le front festonné de ces coulées (au premier plan, à droite) et l'absence de matrice en surface à cet endroit.



Photo 115. Sol strié dans le versant nord du Belgjenosi, à 1650 m d'altitude.
Les bandes de gros blocs présentent un sillon axial, entre les bandes à matériel limono-sableux alors imbibées d'eau et présentant un caractère thixotropique.

d'1 à 3 m de large ; ces dernières sont coupées par des bourrelets transversaux de 1 à quelques dm de hauteur, formés de petites pierres sans matrice. L'imbibition et l'instabilité de ces matériaux en contrebas des taches de neige attestent du caractère actuel de ce sol strié et des processus de tri et de migration des matériaux (ph. 115). Tous ces processus de désagrégation et de mobilisation active caractérisent en fait les parties bordières du plateau du Mathamarskarven, c'est-à-dire un secteur où l'accélération du mouvement de la glace du Jotunheim vers les plateaux situé en contrebas a permis l'intervention de phénomènes de raclage et même de surcreusement le long de sillons monoclinaux (ph.115). Les phénomènes périglaciaires ont donc activement collaboré à l'attaque des rebords de hauts plateaux, ce que nous avons églament observé sur la plupart des lambeaux de hauts plateaux qui forment le rebord est du Jotunheim méridional (Vennisfjell, Grindare, Rankonosi, etc. ph. 93). En revanche, la surface même de ces plateaux, faiblement accidentée, est couverte d'épais champs de blocs à matériel anguleux peu ou pas déplacé, où l'empreinte glaciaire reste faible (ph. 116), sans doute en liaison avec une faible mobilité de la glace d'inlandsis conformément aux suppositions de Ives (1974). Quelques pointements disjoints montrent cependant que le gel contribue toujours à l'alimentation de ce régolite. La présence de manteaux de blocs sur les plateaux mêmes peut donc s'accompagner d'un degré de retouche "froide" modeste, mais tout aussi difficile à estimer que sur les topographies sommitales plus élevées et différenciées du Jotunheim septentrional.

4. Conclusion partielle

Les caractéristiques très variables des formations à blocs ne relèvent que partiellement d'une zonation altitudinale du type de celle que Ives (1974) a mise en relation avec une plus ou moins bonne préservation de régolites anciens et donc avec une plus ou moins longue évolution à l'air libre. Elles paraissent plus influencées par les grandes oppositions géographiques, par les configurations topographiques locales et par la lithologie. Mais nulle part, ces formations n'évoquent des altérites anciennes maintenues sur place, ce qui confirme les résultats de R. Dahl (1966) et de Strömquist (1973). Dans la plupart des cas, *une mobilisation glaciaire et périglaciaire des matériaux*

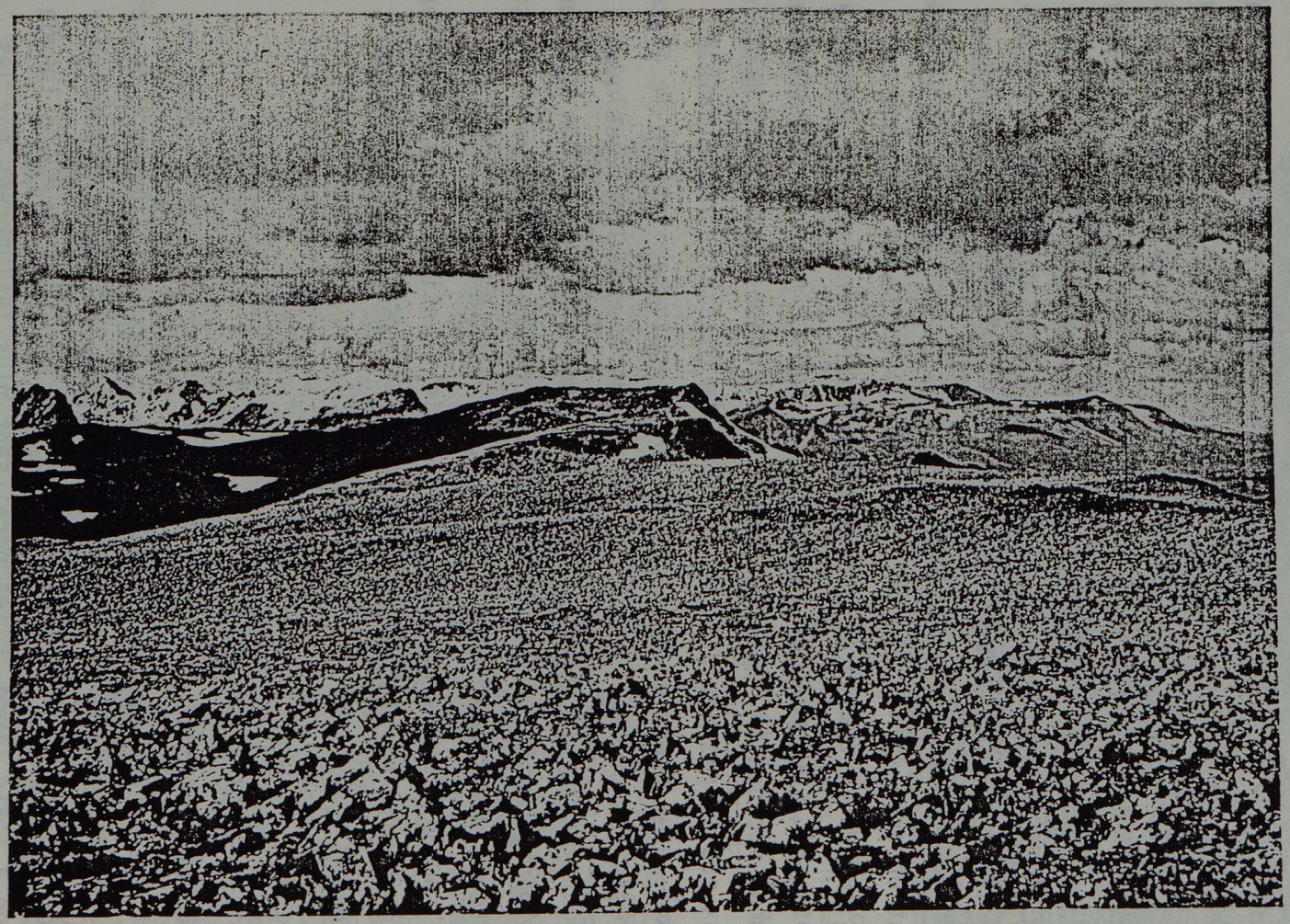


Photo 116. Le champ de blocs sommital du Belgjenosi et le Mugnetind (1738 m).

Vu vers le nord. Plateau inégal tronquant une lame de roches acides mylonitisées de la nappe du Jotun. Au fond : le massif du Knutsholstind (à droite : remarquer le gradin situé vers 1800 m, sous les plus hauts sommets).

doit être envisagée, qu'elle se traduise par un remaniement sur place accompagné d'un tri et d'une exportation plus ou moins importante de la fraction fine, ou par une migration qui, dans certains cas (croupes sommitales plus ou moins étroites) peut aller jusqu'au départ de la plus grande partie des débris, suivi par un renouvellement du régolite. On ne peut donc pas considérer comme des héritages préglaciaires parfaitement conservés les reliefs qui les portent, même si leurs formes contrastent brutalement avec celles des entailles voisines.

L'empreinte périglaciaire est déterminante dans l'aspect, sinon toujours dans l'origine des couvertures à blocs, que cette empreinte soit actuelle et liée à l'altitude des massifs, ou héritée et due à des conditions froides révolues, en liaison avec une déglaciation précoce. La puissante macro-désagrégation dont témoigne leur formation est d'ailleurs plus l'expression de ces conditions que celle d'une sensibilité particulière des roches concernés au gel ; il s'agit au contraire de roches souvent massives, dont la résistance aux autres agents explique la situation culminante et donc l'exposition à des froids rigoureux. A cet égard, les régolites des topographies plus basses et non culminantes de la façade maritime, où les formations à blocs sont moins fréquentes que les manteaux plus fins, moins typiquement liés à l'action du gel, revêtent probablement une signification différente ; ils permettent de poser dans d'autres termes le problème de la conservation d'héritages antérieurs à la dernière glaciation.

C. Les plateaux à forte désagrégation granulaire

Alors que l'intervention de la macrogélifraction, et donc d'un processus "froid" est évidente et qu'elle a été reconnue par la plupart des auteurs dans le domaine des champs de blocs, le rôle du gel est moins aisé à définir dans les formations à granulometrie plus fine (régolites à gravillons, sables ou limons). De telles couvertures sont totalement absentes des régions du Sogn - Jotun, où seuls quelques voiles de gravillons ont été identifiés sur de rares pointements rocheux : leur présence est exclue face à celle des modelés glaciaires et périglaciaires qui s'y partagent les paysages du fjell. Seuls les plateaux des Lofoten-Vesterålen en possèdent, partageant cette caractéristique avec quelques hauts plateaux de la façade côtière de la Norvège (Møre et Romsdal, Trollheimen : H. Holtedahl, 1953, E. Dahl, 1955, 1961).

De même que les champs de blocs, ces régolites à granulométrie très fine ont donné lieu à des interprétations variées, d'autant plus que la présence de minéraux argileux y a souvent été considérée comme l'indice d'une évolution assez poussée. Alors que certains auteurs les présentent comme le résultat de l'altération post-glaciaire de surfaces rocheuses raclées et faiblement couvertes de moraine (H. Holte dahl, 1953), d'autres y voient des formations héritées, conservées grâce à un englacement incomplet (Linton, 1950, E. Dahl, 1955, 1961) ; les implications quant à l'évolution morphologique des plateaux correspondants sont évidemment très différentes dans les deux cas. Bien que l'existence de "refuges" ne puisse guère être prise en considération, celle de secteurs où les actions glaciaires sur les matériaux meubles sont restées faibles doit l'être, comme nous l'avons vu pour les autres couvertures meubles ; mais la particulière aptitude de certaines roches à la désagrégation granulaire doit également être envisagée. En fait, les éléments nécessaires à l'interprétation de ces régolites sont multiples : ils comportent la définition de la nature et du degré d'évolution du matériel altéré par rapport à la roche-mère, en fonction des conditions qui ont régné depuis la déglaciation, mais ils résident aussi dans l'analyse des modelés où ils s'inscrivent. A cet égard, la distinction la plus intéressante est celle que l'on peut établir entre les régolites des surfaces qui portent les marques incontestables de l'érosion glaciaire et ceux des étendues où cette empreinte est beaucoup moins évidente.

1. Les régolites des surfaces marquées par l'érosion glaciaire: des roches particulièrement altérables ?

Dans plusieurs cas, des manteaux plus ou moins continus de matériaux meubles résultant en tout ou en partie de la désagrégation in situ du substratum revêtent des surfaces qui ont été marquées par l'érosion glaciaire. Il s'agit généralement de plateaux situés dans le prolongement des surfaces raclées de l'archipel des Lofoten - Vesterålen et qui présentent des formes analogues, en réponse à des conditions voisines d'intervention des dynamiques glaciaires. Les conditions climatiques et leur évolution passée étant également analogues, il se pose le problème de l'origine du contraste avec les surfaces restées nues depuis la déglaciation. Pour expliquer ce contraste, les princi-

pales variables restantes sont l'état des surfaces laissées par les glaciers - avec le maintien possible de masses désagrégées, ce qui revient à poser le problème de l'efficacité réelle de l'érosion glaciaire - et la lithologie, avec une particulière aptitude de certaines roches à la désagrégation. Or, il se trouve que ces modelés ont été exclusivement rencontrés sur deux types de roches : les roches basiques du plateau oriental de Flakstadøy, et les roches monzonitiques largement distribuées dans l'archipel.

a. Les régolites du plateau oriental de Flakstadøy.

Nous avons vu précédemment (p.597) que le plateau qui tronque les roches basiques de l'intrusion de Napp présente sur toute son étendue les marques d'un fort raclage glaciaire, sous la forme d'une alternance de dos de baleine plus ou moins imposants et de couloirs de fractures s'inscrivant dans une topographie chaotique et assez profondément défoncée, entre 250 et 400 m d'altitude. La désagrégation reste faible sur les anorthosites qui forment la bande la plus orientale de cette intrusion stratifiée aux bancs inclinés vers l'est. Bien que le relief reste le même plus à l'ouest, sur les parties du plateau qui tronquent les couches inférieures de troctolite et de norite, les marques de désagrégation s'y multiplient, en particulier autour de Nusfjord et au SSE de Kilan ; il peut même apparaître un véritable régolite assez continu et épais, comme sur le sommet plat des buttes qui se détachent entre le Nusfjord et le sillon monoclinal creusé au contact entre les roches basiques et le massif mangéritique principal de l'île (pl. 1 et ph. 8).

T.Vogt (1911-1912) avait déjà remarqué sur les étroits plateaux de Moskenesøy la présence d'un manteau altéré de graviers et de cailloux revêtant des "formes d'érosion émoussées", et se signalant sur les roches basiques par leur teinte ocre ou gris-brun, très distincte de celles des parois mangésitiques grises et du vert des versants couverts. Cette couleur, également remarquée par Romey (1971) est celle des produits de désagrégation de roches qui sont gris sombre ou violacées à l'état sain ; elle est également liée à la maigreur ou à l'absence de couvert végétal, aussi bien sur les rochers sains que sur le régolite. Le contraste avec les affleurements sains ou plus souvent marqués par l'altération su perficielle peut s'observer dans la zone de contact, assez progressive, entre les troctolites et les anorthosites. Il appa-

rait aussi sur les rebords du plateau, formé de versants bombés coupés de rares vires et de cheminées où des avalanches (auge de Napp-Vareid) et des ruissellements temporaires entraînent les gravillons du régolite (Nusfjord).

Le lambeau de plateau situé au nord de Nusfjord, vers 250 m d'altitude (ph. 11) offre un bon exemple des modelés développés sur les roches basiques les plus riches en minéraux ferromagnésiens. Véritable relief monoclinal, il correspond au revers arasé de la couche de troctolite très grossière qui fait saillie entre la bande noritique et monzodioritique évidée au pied du Stjernhodet (éch. 130), et le sillon du Nusfjord, creusé dans une zone broyée coïncidant ici avec le contact des troctolites et des anorthosites (fig. 14). Ces roches à gros plagioclases calciques, à pyroxènes, olivine, biotite, et magnétite (éch. 124, 126) gisent en bancs épais, peu fissurés en dehors d'étroites zones fracturées, et inclinés à 15° E S E.

Les affleurements sains sont très rares : le plateau lui-même, aux formes assez molles, apparaît empâté par un épais manteau de graviers feldspathiques, d'où émergent quelques bosses surbaissées de roche elle-même désagrégée. De gros blocs erratiques de mangérite sont semés çà et là sur ce manteau. Cette formation meuble épaisse d'1 à 4 dm ou plus, dérive de la désagrégation in situ des troctolites. Elle est cependant dérangée, dans les cuvettes et les couloirs qui accidentent cette surface (comme dans la partie du plateau principal située au SSE de Kilan entre 180 et 300 m d'altitude) ; le gel est en effet responsable d'un tri superficiel de la fraction grossière et de son arrangement en polygones de 20 à 60 cm de diamètre passant à des sols striés sur les pentes supérieures à 4° . La roche saine sous-jacente joue le rôle de sous-couche imperméable danc ce milieu où aucun pergélisol ne saurait exister (les moyennes annuelles sont de l'ordre de 3 à 3,5° C), mais où les fréquents cycles gel-dégel et la forte imbibition liée au mauvais drainage ainsi qu'à la fréquence des précipitations liquides ou des épisodes de fonte des neiges facilitent les phénomènes de ségrégation de glace, de soulèvement des pierres et de gonflement des sols (Washburn, 1979). De tels phénomènes impliquent l'existence d'une fraction fine. Cependant, la fraction grossière, entre 5 et 25 mm, est partout prédominante, tandis que la fraction inférieure à 50 est généralement comprise entre 10 et 30 % (éch. 321). Sur les

bosses, les grands cristaux de plagioclase, maculés d'oxyde de fer, sont encore engrenés, mais la roche est fragilisée sur plusieurs dm, voire 1 à 2 m d'épaisseur. Les cristaux de minéraux ferromagnésiens (hypersthène, olivine) sont morcelés, en partie détruits, d'où l'aspect carié et la porosité de l'altérite encore à demi cohérente. L'altération est plus poussée dans les couloirs, le long des fissures, sur des épaisseurs pouvant atteindre 3 à 4 m et plus comme on peut le voir sur les bordures et les retombées des plateaux. Le matériel y est d'ailleurs plus fin, avec des teneurs en minéraux argileux atteignant 3 à 4 % (éch. 321) ; l'altération y est cependant fort ménagée, la vermiculite étant prédominante parmi les argiles. De telles passées fortement altérées et profondes sont d'ailleurs cantonnées à des bandes peu épaisses (quelques cm à 1 dm) correspondant à des diaclases ou à des fractures (fig. 120); dans les volumes compacts, qui prennent parfois l'aspect de boules, tous les minéraux sont sains.

Il s'agit donc d'une altérite peu évoluée où la réduction granulométrique et la formation de minéraux argileux restent faibles et localisées. La désagrégation granulaire prédomine, avec une fragmentation des grandes lattes de plagioclase déjà tordues et fragilisées par les contraintes tardimagmatiques (chapitre I) et une certaine attaque des minéraux ferromagnésiens (olivine, biotite, surtout), marquée par une migration à courte distance des hydroxydes de fer libérés. La microgélifraction peut contribuer à cette désagrégation, mais l'expérimentation nous a montré que ce processus reste très peu efficace sur la roche saine. Parmi les échantillons soumis aux expériences de gélifraction du Centre de Géomorphologie de Caen lors de la période 1977 - 1980 (voir tableau 17), un bloc de troctolite à très gros grain, prélevé à Napp (éch. 320) n'a fourni, au bout de 600 cycles gel - dégel de 24 h à - 8° C, qu'une très faible quantité de sable grossier, représentant 0,05 % du poids initial (3,08 g sur 5558 g) il s'y mêle quelques petits gravillons aplatis, de 2 à 8 mm de côté, qui représentant des esquilles de plagioclase incluant des fragments de ferromagnésiens. Parmi les débris, beaucoup de fragments sont altérés et proviennent d'une ancienne paroi de diaclase. A lui seul, ce processus n'a produit aucun des gros gravillons typiques de ce régolite ; il paraît donc fort peu efficace, sur ces roches d'ailleurs fort peu poreuses à l'état sain (éch. 320 : 0,65 % de porosité sous vide). On conçoit d'ailleurs mal que la gélifraction puisse intervenir profon-

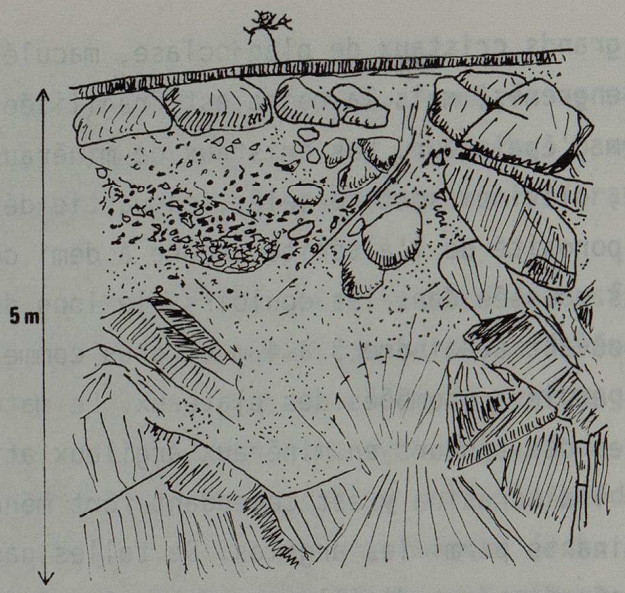


Figure 120 : Altération pénétrante dans le rebord du plateau troctolitique de Nusfjord (Flakstadøy). Masses désagrégées en graviers et étroites cloisons sableuses (éch. 321) formées le long des diaclases, entre des boules ou des volumes anguleux restés sains, sous un horizon tourbeux superficiel.

dément, sur toute l'épaisseur des profils, compte tenu de la fréquence des cycles gel - dégel et du caractère modéré du gel, incompatibles avec une pénétration des ondes de gel à plus d'1 ou 2 dm de profondeur. Tout au plus peut on considérer qu'au cours de la période tardi-glaciaire, le processus a sans doute été plus efficace.

Le début d'altération des minéraux ferromagnésiens amorce l'ébranlement des édifices de cristaux très grossiers que constituent ces roches ; accentué par le gel de l'eau qui pénètre dés lors dans les interfaces de cristaux et dans leurs fissures mêmes, il engendre un accroissement de porosité superficielle qui explique que la désagrégation puisse même se poursuivre à la surface des rochers en saillie et des dômes, où l'on ne distingue parfois plus qu'un squelette feldspathique facilement désagrégé à la main. Sur des surfaces bombées, des écailles altérées de 5 à 10 cm d'épaisseur se détachent et rejoignent le manteau altéré en se désagrégeant. Sur les dômes les plus massifs, des écailles de 15 à 20 cm d'épaisseur, altérées en surface, se détachant selon des diaclases courbes (fig. 121).

Dès que décroît la teneur en ferromagnésiens, la désagrégation devient moins importante, comme nous l'avons vu sur les parties anorthositiques du plateau (cf. supra, p.657) : ce contraste suggère une altération beaucoup plus forte des troctolites et des norites. On constate cependant que ces mêmes roches ne sont pratiquement pas désagrégées sur les flancs des grandes entailles qui disséquent le plateau basique, et en particulier le long du Nusfjord. Le poli glaciaire des énormes roches moutonnées de la rive occidentale y est simplement détruit par la formation de petits alvéoles de 1 à 1,5 cm de profondeur, de 1 à 5 cm de diamètre, correspondant au départ des pyroxènes et des olivines ; les plagioclases restent engrenés, et la roche, aussi peu poreuse ici qu'à Napp. (éch. 328 : 0,3 % de porosité à l'eau, sous vide) est parfaitement saine au-dessous. On est dès lors amené à se demander si ce contraste n'est pas lié à une plus grande efficacité du raclage glaciaire dans les entailles que sur le plateau, où les glaciers auraient pu respecter des volumes fragilisés, sinon véritablement meubles et, où la reprise de la désagrégation après la déglaciation a pu être plus aisée. C'est aussi ce que suggère l'instabilité de ce régolite dépourvu de couverture végétale, vis-à-vis de l'érosion mécanique actuelle, au voisinage des ruptures de pente et sur les flancs des couloirs.





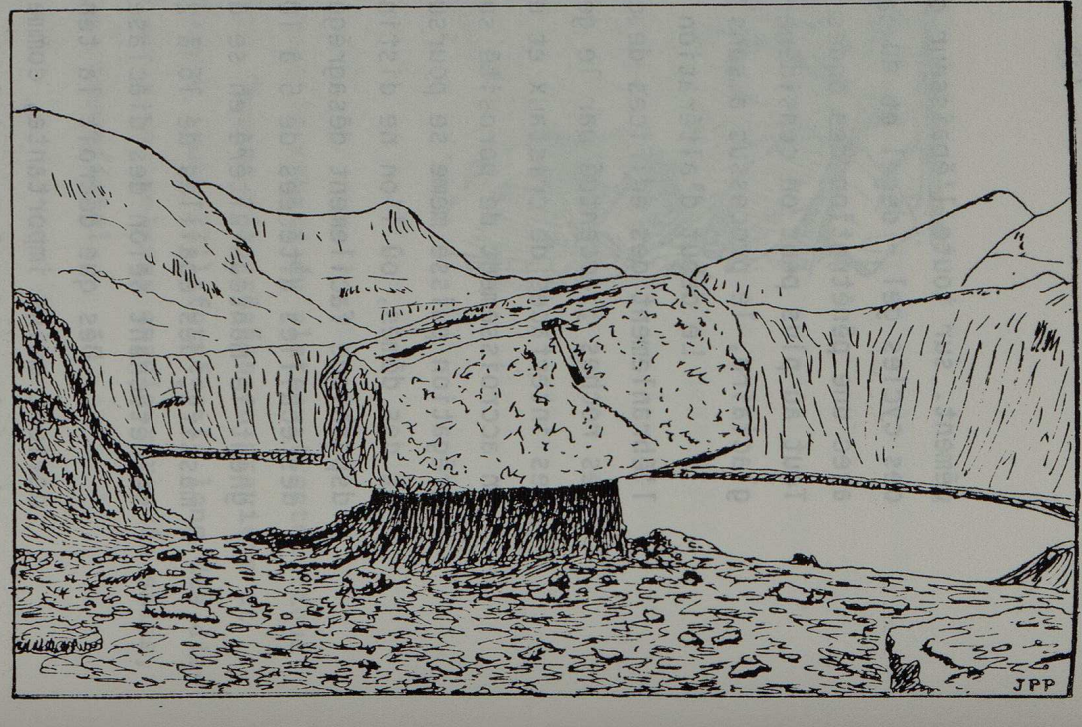


Figure 121 : Modelés de désagrégation sur le plateau basique de Flakstadøy, près de Nusfjord

A: dôme troctolitique écaillé
B: filon de mangérite microgrenue déchaussé au sein des troctolites désagrégées.
C: "cheminée de fée" sous un bloc erratique de mangérite; troctolite désagrégée.

Dessins d'après photos; Peulvast, 1977 a.

Les cas les plus spectaculaires ont été analysés sur les flancs de la butte (cote 252) qui domine Nusfjord (Peulvast, 1977 a). Des filons de pyroxénite y sont en voie de déchaussement, sur 1,5 m de hauteur parfois, (fig. 121), et des blocs erratiques de mangérite reposant sur la roche désagrégée protégent de courtes cheminées de fée (60 cm), friables sous la main (fig. 121). L'ablation se fait par ruissellement, au moment de la fonte des neiges, et à un rythme rapide, si l'on en juge par la brève durée d'évolution de ces surfaces à l'air libre (15.000 ans : cf. chapitre 3). Ces phénomènes suggèrent un processus de liquidation du régolite, dont l'existence a été vérifiée *sous* les blocs erratiques ; il reste cependant difficile de vérifier s'il s'agit de l'entraînement d'un manteau entièrement hérité ou de débris continuant à être produits par la désagrégation. Mais la faiblesse de celle-ci sur les surfaces qui ont été raclées est incompatible avec une évolution à partir d'une situation de "table rase" : les glaciers n'ont sans doute pas complètement enlevé la roche ameublie lors des précédents épisodes d'évolution à l'air libre. Ils ne sont pas restés inactifs, comme nous l'avons montré avec les processus de déchaussement de filons qui n'ont pu se faire qu'au sein d'un manteau ameubli ; le déchaussement peut d'ailleurs concerner une tranche de plusieurs mètres d'épaisseur, comme nous l'avons constaté dans plusieurs couloirs du Fisken (347 m) , à l'est du Storvatn, où seuls les glaciers ont pu entraîner les matériaux (ph. 117).

Le modelé du plateau oriental de Flakstadøy résulte donc du dégagement incomplet d'un front d'altération anté-weichselien, et le caractère partiel du récurage est probablement lié à la relative compacité d'ensemble du matériel poreux mais encore cohérent de certaines parties des profils. En retour, la préservation d'une tranche de roche ayant déjà subi un début d'altération, surtout dans les fonds de couloirs, mais aussi sur certaines bosses, facilite la pénétration de l'eau et donc la reprise de la désagrégation dès la déglaciation. La répétition de ces actions alternées au fil des glaciations, des interglaciaires et des interstades s'est sans doute traduite par le renouvellement complet des régolites, qui ne représentent probablement pas des héritages très anciens, si ce n'est en profondeur dans les zones de fractures, et par l'enlèvement d'une tranche de roche non négligeable ; celle-ci atteint plusieurs m au minimum dans certaines cuvettes, comme en témoignent les formes de déchaussement. Néanmoins,

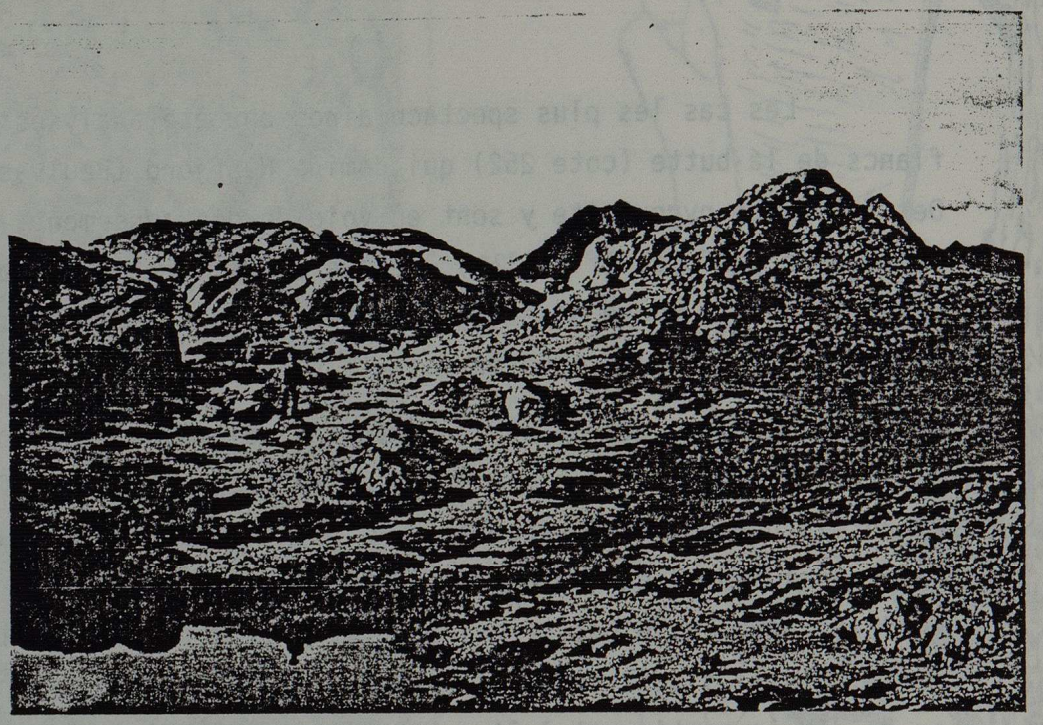


Photo 117. Filon de mangérite microgrenue déchaussé au sein des anorthosites du plateau du fisken (est de Flakstadøy ; 347 m). Le fond de la cuvette est tapissé d'un gravillon issu de la désagrégation des anorthosites.

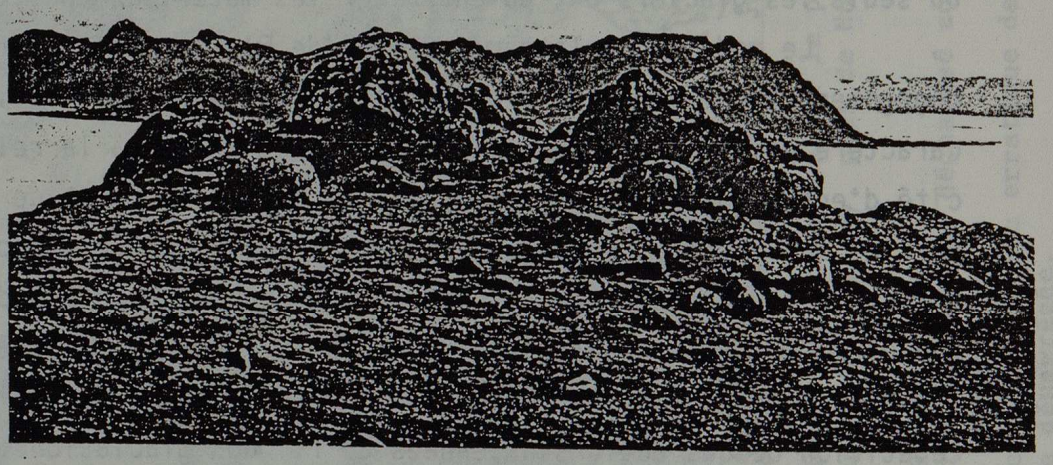


Photo 118. Tor mangéritiques à l'extrémité sud du plateau de la Bøvetta (Langøy ouest ; 300 m). Quelques blocs ont roulé depuis ce pointement qui domine une pelouse revêtant un régolite sableux et caillouteux peu épais (2 à 4 dm).

comme dans le cas des surfaces rocheuses nues, la forme d'ensemble du plateau reste relativement régulière, probablement héritée d'un ancien épisode d'aplanissement. L'existence et la distribution du régolite actuel permettent de mettre l'accent sur l'importance des phénomènes d'altération actuels et passés dans le façonnement de ce plateau, alors même que la roche-mère est généralement résistante aux actions mécaniques. La sensibilité à la désagrégation granulaire (cf. infra, chapitre VII) doit bien sûr être retenue parmi les facteurs de l'érosion différentielle responsable de la genèse des grands volumes. Il en est de même pour une grande partie des massifs mangéritiques et monzonitiques.

b. La désagrégation granulaire sur les plateaux monzonitiques raclés

Les modelés de raclage sont rares, nous l'avons vu, sur les plateaux des Lofoten - Vesterålen qui tronquent les roches mangéritiques et monzonitiques. Le plus souvent, la roche en place disparaît en effet sous un manteau de sables et de gravillons résultant d'une forte désagrégation granulaire, même là où un relief de croupes de couloirs et de cuvettes plus ou moins surcreusés atteste l'intervention de l'érosion glaciaire.

Les plateaux qui portent ces modelés sont tous situés à proximité immédiate d'importants axes de canalisation de la glace, essentiellement sur Vestvågøy, Hadseløy et Langøy. Le Kjeipen et la partie nord du Justadheia entourent le Skifjord et le col de transfluence de Hage ; les plateaux du revers NW du Blåtind, des Bratflaugene et du Skrådalstind encadrent le couloir central de Vestvågøy, ainsi que les cols de transfluence et les auges qui ont permis l'écoulement de la glace vers l'extérieur. Sur Hadseløy, le vaste plateau du Varfjell (fig. 20) constitue un replat au pied de la lourde crête du Sorheia, sur le flanc nord du Hadselfjord, tandis que sur Langøy, les plateaux ondulés du Nils Persavatn, du Vikfjell (lobe de Sortland) et de la Bøvetta (lobe de Bø) se situent sur la bordure immédiate du Børøsund et du Vesterålsfjord. Malgré leur altitude (300 à 400 m), tous ces plateaux ont donc pu être parcourus par une glace peu épaisse mais relativement mobile, qui a laissé des traces d'érosion, sous la forme d'un modeste défonçage.

Les pointements rocheux y sont fréquents, mais ils présentent

eux-mêmes de fortes traces d'altération superficielle et de désagrégation. Les bosses de ferromangérites et de monzonites porphyroïdes qui, sur Hadseløy, parsèment le Varfjell, les croupes situées à l'est du Storheia, et les abords du col de transfluence d'Ånstad, présentent l'aspect émoussé de grosses boules à demi déchaussées séparées par des vides correspondant à des diaclases ouvertes de 10 à 50 cm (fig. 20). Au fond de ces vides, profonds d'1 à 1,5 m sur les rebords de ces pointements, un gravillon blanchi représente les produits de la désagrégation de ces roches souvent peu diaclasées, à grain grossier, partiellement cataclastiques et de porosité assez élevée (1,2 % de porosité à l'eau : éch. 462). Certains pointements sont eux-mêmes désagrégés en masses croulantes dont les moutons accentuent la ruine (Varfjell). Mais le plus souvent, la plus grande massivité s'accompagne d'une désagrégation moindre que dans les dépressions voisines et, parfois réduite à une altération superficielle assez poussé (cortex friable de 2 à 3 cm d'épaisseur). Cette plus grande résistance peut correspondre aussi à des différences de composition ; ainsi, sur le plateau du Skrådalstind (rebord SE du lobe d'Eggum, Vestvågøy), ce sont les passées de mangérite sombre, non cataclasées, qui donnent des pointements sains (éch. 621, 623), tandis que les bandes voisines légérement déprimées de mangérite orientée et cataclastique à feldspaths clairs (éch. 622) portent une véritable arène épaisse de 10 à 20 cm. Mais nous avons surtout remarqué une relation entre la densité de diaclases surbverticales et l'apparition d'une désagrégation granulaire poussée ; sur les pointements rocheux du plateau de la Bøvetta (Langøy, au-dessus de Steine), les volumes de moins de 30 cm de côté sont totalement désagrégés : seuls les volumes compris entre des diaclases plus espacées subsistent, en prenant l'aspect de boules, les pointements eux-mêmes prenant l'aspect de tors peu dérangés (ph. 118).

Entre les pointements, les parties des couloirs et des cuvettes qui ne sont pas tourbeuses sont couvertes d'une pelouse reposant sur 1 à 2 dm de sable et de gravillons issus de la désagrégation du substratum. Ce régolite peu épais se développe surtout sur les passées les plus fortement diaclasées, les autres restant simplement blanchies en surface, sous un mince horizon organique, et au total plus saines que les roches des pointements . La porosité semble être un facteur peu déterminant, puisque nous avons identifié les mêmes modelés sur les mangérites et les orthogneiss

monzonitiques des plateaux de Vestvågøy, où la porosité de l'eau, mesurée sous vide, est généralement de 1 à 1,7 %, et sur les mangérites du plateau de la Bøvetta, où elles sont moindres (0,7 à 0,9 %).

Les mêmes relations de terrain ont pu être établies sur *le plateau des Bratflaugene*, au-dessus du versant sud du couloir de Borge (Vestvågøy, pl. 2). L'arénisation y est cependant plus poussée, autour du pointement massif qui domine ce plateau (Bratflaugene, 457 m), sur les flancs mêmes de ce pointement, et autour des dépressions tourbeuses qui s'étendent entre cette échine ruiniforme et celle du Hanberget (403 m, fig. 21). En dehors de chicots dissymétriques hauts de 10 à 30 m, les pointements rocheux sont rares, le plateau apparaissant couvert par une pelouse rase à graminées et à Empetrum : il n'en émerge que des ensemble circonscrits de blocs correspondant à des affleurements de roche presque complètement désagrégée. L'ensemble du plateau arase des orthogneiss monzonitiques inégalement diaclasés dont la foliation en pendage 45 - 50° NNE à NW est soulignée par une alternance de lits ou de traînées micacées alternant avec des passées feldspathiques. Les pointements, comme celui des Bratflaugene, correspondent à des bancs épais de mangérites simplement cataclasées et moyennement poreuses (éch. 693 : 1,70 % de porosité à l'eau).

La base concave d'un de ces pointements, sur le rebord est du plateau au-dessus du col du Kjønndal, présente des bancs orthogneissiques complètement désagrégés en sable grossier et en gravillons sur plus d'1 m d'épaisseur, sous un mince horizon brun. A la base, la transition avec la roche saine est progressive, avec des boules, tandis que vers le sommet, la structure est préservée jusque sous l'horizon organique. Aucune trace de mobilisation de l'arène n'est visible dans ce versant ou l'altération est sans doute en grande partie post-glaciaire. Quelques mauvaises coupes le long d'entailles de ravinement situées au nord des Bratflaugene montrent que des arènes isovolumétriques plus épaisses existent entre les autres pointements du plateau. Mais aucune coupe ne nous a permis d'étudier les caractères de l'altération sous les cuvettes tourbeuses et leurs flancs.

Sur les pointements, la désagrégation en gravillons polycristallins est complète dès que les diaclases sont espacées de moins de 50 cm. L'échine des Bratflaugene correspond à des bancs de mangérite très massifs, peu diaclasés (moins d'une diaclase par mètre), qui donnent des rochers aux arêtes et aux angles émoussés, sortes de demi

boules dont la superposition et la juxtaposition donnent aux reliefs correspondants l'aspect de tors. Quelques blocs ont roulé sur 10 à 20 m au bas de ces chicots, ce qui évoque l'intervention post-glaciaire de phénomènes de déstabilisation liés aux progrès de la désagrégation et au départ des matériaux ameublis le long des fractures. Mais la situation de certains pointements parmi des cuvettes et des couloirs plus ou moins surcreusés dont la couverture meuble résulte exclusivement de la désagrégation in situ exclut un déchaussement récent par une mobilisation des matériaux désagrégés sous l'effet du ruissellement ou de la solifluxion (on n'observe d'ailleurs aucune marque d'activité de ces processus, en dehors de quelques étroites entailles de ravinement). Comme sur le plateau oriental de Flakstadøy, nous pensons que le déchaussement est pour l'essentiel l'oeuvre de processus liés à la dernière glaciation et surtout à l'évolution antérieure. Mais le raclage de la roche saine ou la troncature de profils d'altération antérieurs ne sont accompagnés que du dépôt de matériaux morainiques très peu abondants (quelques blocs erratiques disséminés en surface, provenant probablement des chicots rocheux) ; l'érosion mécanique semble être restée faible.

Il est difficile d'établir si les glaciers weichseliens ont complètement raclé ou non des altérites antérieures. Mais les pointements, où la dénudation a sans doute été poussée, donnent l'image d'une importante désagrégation incontestablement post-glaciaire, malgré des conditions de séjour de l'eau moins favorables que dans les dépressions voisines. A la différence de celles-ci, où l'on assiste à une arénisation du même type que celle qui prévaut sur les plateaux dépourvus de marques de raclage (cf. infra, p.744), la désagrégation sur les affleurements rocheux n'aboutit cependant qu'à la production de gravillons polycristallins décolorés. La faiblesse des marques d'altération nous a conduit à y chercher les indices d'une intervention de la microgélifraction. En fait, l'expérimentation menée sur un échantillon de monzonite porphyroïde saine provenant d'un pointement proche du col d'Ånstad (Hadseløy ; éch. 462) montre que, comme sur les roches basiques de Flakstadøy, ce processus n'est capable de fournir par lui-même qu'un matériel sableux très peu abondant (0,08 % du poids de l'échantillon au bout de 600 cycles gel - dégel à - 8° C), ne comportant que quelques grains de 1 à 3 mm, fragments de feldspaths cataclasés ou d'assemblages polycristallins. L'ébranlement de la roche par un début

d'hydrolyse (formation d'hydrobiotite) est nécessaire au processus, qui met également en valeur des discontinuités parallèles aux diaclases, sur plusieurs cm d'épaisseur, sous la forme d'une pseudo-foliation recoupant les assemblages cristallins et les cristaux à demi désagrégés. Totalement invisibles dans la roche saine, ces discontinuités peuvent être liées à un phénomène de décompression sur les parois des volumes sains (Duffaut, 1959).

Au total, le modelé des plateaux accidentés portant la marque d'une forte désagrégation granulaire résulte de l'exploitation par la glace des volumes ameublis formés sur des roches particulièrement altérables. Les volumes excavés correspondent essentiellement à des zones de fracture et, dans les roches monzonitiques , à des passées où la densité de diaclases, la cataclase et le degré de rétromorphose sont plus importants qu'ailleurs. Les volumes en relief correspondent à des passées peu diaclasées, à la fois plus résistantes vis-à-vis du quarrying et des processus de désagrégation météorique, mais dont le faible dérangement, contrastant avec la fragilité des empilements de boules à demi enracinées, implique qu'ils aient été soumis à un englacement bien peu actif, ou plutôt que leur état soit lié à une altération essentiellement post-glaciaire. La part de l'altération post-glaciaire est sans doute importante aussi dans l'origine du régolite, mais il est probable que le récurage glaciaire a été incomplet dans les couloirs et les cuvettes. L'enlèvement répété de faibles quantités de matériel ameubli, attesté par la quasi-absence de matériel morainique, est néanmoins déterminant dans l'élaboration de ces topographies qui comportent des contrepentes modestes mais multiples ; les autres processus d'évacuation des matériaux meubles (ruissellement surtout) ne sont actifs que sur les bordures des plateaux. Conformément au schéma proposé par Thomas (1974), il s'agit donc d'un mécanisme d'exploitation de zones de désagrégation profonde et d'exagération d'alvéoles par une alternance de processus mécaniques et physico-chimiques que nous avions seulement pu soupçonner sur les surfaces rocheuses nues. Le défonçage qui lui est associé reste cependant modeste, et la topographie assez régulière des plateaux compris entre les zones de dissection est dans l'ensemble respectée. Ce caractère est plus accentué encore sur les lambeaux de plateau qui ne présentent aucun des traits topographiques propres aux surfaces raclées, et où l'on peut apprécier de façon plus précise les possibilités et

et les modalités de conservation de régolites anté-weichseliens.

2. Des plateaux épargnés par l'érosion glaciaire ?

a. Des surfaces culminantes ou périphériques faiblement accidentées.

Quelques lambeaux de plateau appartenant au même étage que les précédents se signalent par un relief très régulier, simplement marqué par de molles ondulations. Arasant également des mangérites plus ou moins cataclasées et des orthogneiss monzonitiques, ils sont dépourvus, à quelques exceptions près, de pointements rocheux ; ce fait, joint à l'absence de contrepentes, évoque l'absence ou la faiblesse des processus de déchaussement, et en particulier de l'érosion glaciaire.

Ces plateaux revêtus de pelouses fournies et continues ne sont ni nombreux, ni très étendus. Il s'agit d'une part des lanières allongées NS et larges de 150 à 400 m qui constituent une partie de l'épine dorsale des lobes de Stamsund et de Mortsund, dans le sud de Vestvagøy ; se relevant où se réduisant à leur extrémité sud en crêtes étroites, ces lambeaux (Apnesfjell, Sletheia) s'abaissent au nord par des pentes douces, vers les cols du Kjeipen et de Hage (pl. 2). Elles sont brutalement recoupées à l'est et à l'ouest par les parois rocheuses de l'auge du Finstadpollen et par celles des vallons ou des cirques de Hol et de Stamsund (ph. 14 et 15). Cette caractéristique rend d'ailleurs très difficilement accessibles celles des lanières analogues qui, également limitées par des parois abruptes, s'adossent à l'une de leurs extrémités à des pics dont les autres retombées sont également très raides ; c'est le cas des plateaux et des larges concavités qui caractérisent plusieurs éperons massifs de la façade NW des Lofoten (Rødliheia, sur Flakstadøy : fig. 16 ; Klevheia, sur Vestvågøy : ph. 83 ; Delpaksla, sur Austvågøy). L'échine centrale de Hadseløy, qui s'allonge d'est en ouest du Storheia à l'Ånstadnyken, est plus accessible, car son extrémité orientale très émoussée se raccorde par de douces pentes convexo-concaves à l'étage inférieur de plateaux (Hadselås). Larges de 400 à 1000 m, ses amples croupes doucement arrondies et situées entre 360 et 450 m d'altitude (ph. 10) sont recoupées au nord par des parois de cirques dont la raideur contraste avec la douceur du rebord sud au-dessus des vallons de Lekang et de la Gullstdadelv. Elle se rétrécit vers l'ouest en se relevant ; le Storheia (495 m) marque son

extrémité occidentale et le passage à l'arête plus élevée qui, dominent au sud le plateau du Varfjell, est ciselée au nord par de vastes cirques. Ce n'est que plus à l'ouest, sur le sommet et le flanc oriental de l'Ånstadnyken (432 m) que l'on retrouve une surface régulière doucement inclinée vers le col d'Ånstad (fig. 20).

Il s'agit donc dans tous les cas d'éléments de la surface d'aplanissement principale des Lofoten-Vesterålen. Les uns d'Apnesfjell, Sletheia, échine centrale de Hadseløy) sont en situation culminante, et constituent des zones de partage élevées (350 à 450m) entre les axes de canalisation de la glace (Apnesfjell et Sletheia entre le Vestfjord et le couloir Skifjord - col de Hage: pl.2; Storheia entre le Børøsund et le Hadselfjord :pl. 3). Les autres, situés sur la façade externe des Lofoten en avant de pics élevés et entre de profondes entailles, auges ou cirques tournés vers le nord-ouest, se sont trouvés abrités des grands écoulements de glace provenant de l'intérieur des îles et ont même pu faire partie des nunataks qui ont probablement existé sur cette façade (cf; supra, chapitre III). On peut donc considérer que ces plateaux correspondent sans doute à des secteurs où la dynamique glaciaire est restée très peu active.

b. Des régolites et des modelés partiellement hérités ?

La pelouse à Festuca typique de ces plateaux ondulés pousse partout sur un régolite meuble qui apparait bien dans les déchirures liées aux "sentiers de moutons", et surtout sur les rebords les plus marqués, au sommet des parois des auges et des cirques qui les recoupent (fig. 122). En effet, ces rebords présentent fréquemment un replat large de 1 à 3 m, correspondant à la surface de la roche saine ou peu désagrégée, dégagée au pied d'une corniche de quelques dm à 1 m de haut au sommet de laquelle l'horizon organique à racines entremêlées forme surplomb . Les moutons qui s'abritent sous ces surplombs, et les petits ruissellements induits par la nivation (des taches de neige se maintiennent jusqu'au début de l'été sur les rebords exposés au nord et à l'est) contribuent avec le vent à aviver ces encoches.

Ces coupes montrent des profils assez semblables, d'un plateau à l'autre. Celles des rebords de l'Apnesfjell et du Sletheia (fig. 122) montrent, sur un horizon C à cailloux non dérangés et friables, une zone de transition sableuse, claire, de 10 à 20 cm d'épaisseur, passant à un sable ocre ou à passées humiques renfermant 3,3 à 12,5 % de limon et 1 à 1,5 % d'argile (éch. 342, 364) ; dans cet horizon épais de

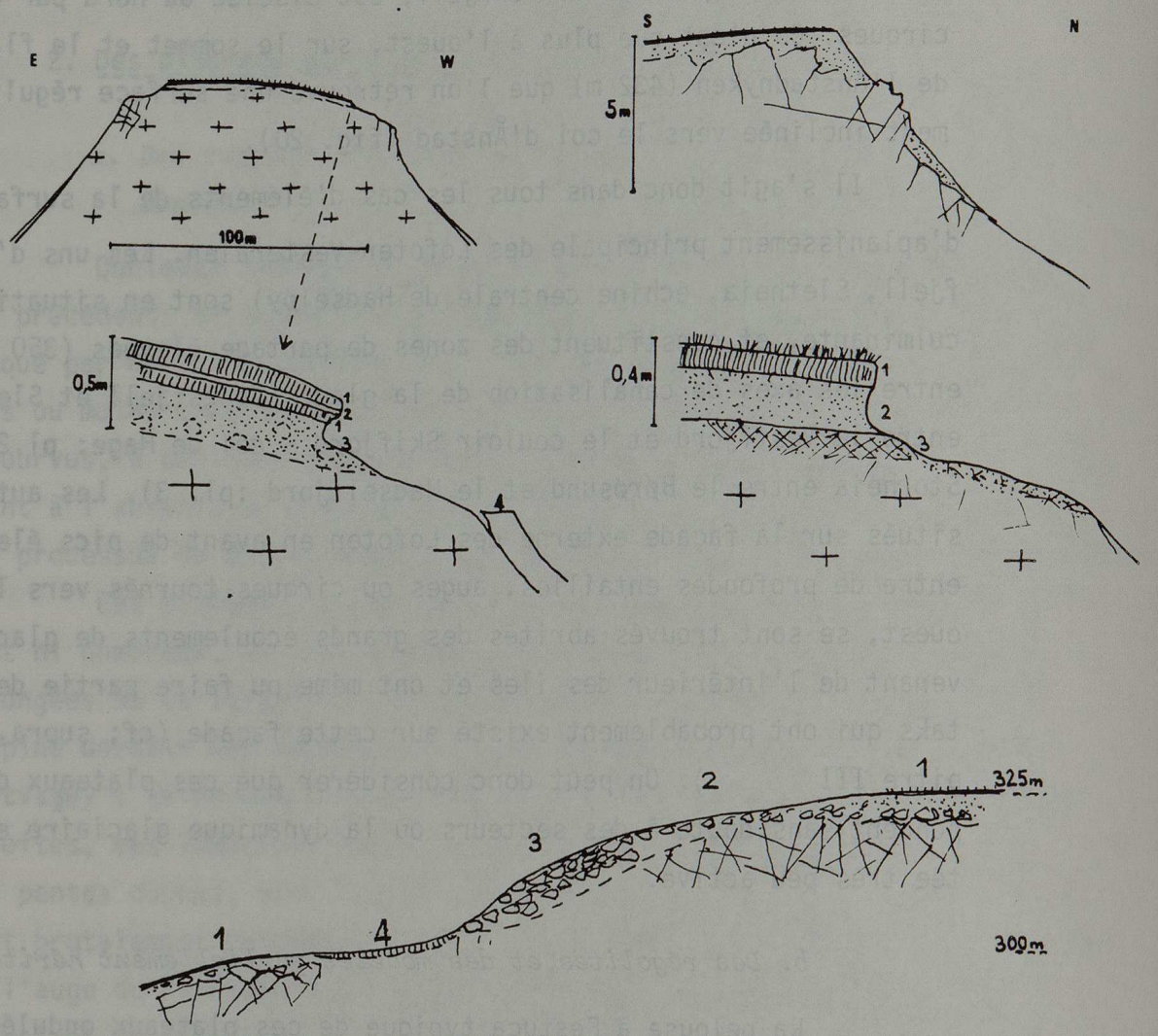


Figure 122 : Régolites et formations déplacées des plateaux mangéritiques de Vestvågøy et de Hadseløy.

A: le plateau de Setheia (lobe de Mortsund, Vestvågøy; altitude 440 m).
1: horizons organiques noirs; 2: horizon sableux décoloré; 3: sables et gravillons brun-rouge (èch. 364) emballent des cailloux en cours de désagrégation.

B: le rebord nord du plateau du Storheia (Hadseløy; altitude:330m) entaillé par les cirques de Stokmarknes.
1: horizon sableux noirâtre, sous pelouse à Festuca ovina, etc.., 2: sable brun à gravillons (éch 801); 3: régolite grossier *in situ*, non dérangé.

C: langue de blocaille sur le flanc sud du Storheia (Hadseløy)
1: sable, sous pelouse, comprend des cailloux et des blocs vers la base, puis passe à la roche saine; 2: blocs ayant commencé à migrer; pas de pelouse; 3: bourrelet de blocailles, en open-work en surface.

30 à 40 cm d'épaisseur figurent des fragments partiellement désagrégés à cortex de teinte rouille et aux micas mordorés. Au sommet, un sable clair (horizon A 2 peu marqué) apparaît sous un horizon A o organique noir épais de 10 à 15 cm : l'ensemble constitue un sol à tendance podzolique. La roche mère est une mangérite plus ou moins marquée par le métamorphisme rétrograde, ou même un orthogneiss à foliation bien marquée et riche en biotite (Apnesfjell, éch. 341). Sur Hadseløy, le sommet des versants du cirque oriental de Stokmarknes montre les mangérites cataclasées et les passées franchement gneissiques désagrégées sur plusieurs dizaines de cm, sous la pelouse, mais aussi dans les parois elles-mêmes , où l'imbibition printanière en contrebas des corniches de neige permet quelques mouvements en masse de type solifluxion, voire des glissements plus brutaux. Ces phénomènes facilitent d'ailleurs le déchaussement de filons microgrenus tardifs qui, fortement diaclasés, restent néanmoins sains jusqu'en surface (fig. 122 ; éch. 799). Cette disposition, où la désagrégation affecte non seulement le plateau, mais aussi un versant de cirque incliné à 38°, est exceptionnelle ; en général, la fraîcheur des parois (en dehors de cortex d'altération superficielle) contraste avec l'altération importante dont témoigne le régolite de la croupe sommitale.

Une des coupes les plus significatives à cet égard est celle que l'on peut observer à la faveur d'une niche de nivation au sommet de la paroi SW du cirque le plus oriental de Stokmarknes, à 330 m d'altitude. Cette paroi interrompt brutalement le sommet arrondi prolongeant le Storheia (fig. 122). Le recul de la pelouse et de son substratum laisse affleurer la mangérite, pénétrée de nombreux filons de pegmatite, sur 1 à 2 m de large ; la roche apparaît fortement altérée (désagrégation en gravillons, en cailloux eux-mêmes peu cohérents et largement teintés de rouille), à la base d'un horizon de sable brun épais de 20 à 30 cm. L'horizon basal, qui montre la transition avec la roche saine, n'est pas dérangé ; plus haut, la structure de la roche n'est pas reconnaissable. Au sommet se trouve, sous la pelouse, un horizon organique sableux noirâtre, entremêlé de racines, épais de 5 à 10 cm.

Une tranchée creusée en juillet 1977 pour l'adduction d'eau de l'émetteur du Storheia nous a permis de constater la présence de ce régolite sur toute cette lourde hauteur entre 300 et 480 m d'altitude. Sur des pentes de 5 à 10°, une prairie accidentée de grosses

buttes gazonnées recouvre un sol sableux noirâtre, puis brun, qui repose sur un sable mêlé à des cailloux anguleux, en voie d'altération, analogues à ceux du substratum ; l'épaisseur du profil dépasse 70 cm. Le sable, mêlé à des gravillons polycristallins et dépourvu de toute structure reconnaissable, dérive de la désagrégation de la roche en place et des cailloux, parmi lesquels il n'a pas été identifié d'éléments allogènes incontestables. Dans ce cas comme dans les précédents, ce sable où la proportion d'éléments de plus de 2 mm dépasse 32 à 48%, ne renferme que très peu de minéraux argileux (0,5 à 0,6 % de fraction $< 2\mu$). La vermiculite et l'illite y prédominent, et des traces de kaolinite sont présentes (éch. 801 et 805) : l'altération n'est donc pas plus poussée que dans les profils de Vestvågøy, où la vermiculite est toujours prédominante (avec de l'hydrobiotite abondante sur les orthogneiss syénitiques à biotite de l'Apnesfjell). La longueur de la tranchée du Storheia a permis de constater que l'épaisseur de ce sable décroît vers le bas, pour s'annuler dans le col évasé qui sépare le Storheia de la croupe orientale (ph. 10), sur la même roche mère, seul existe un mince gravillon renfermant des cailloux anguleux peu altérés.

Cette distribution est riche d'enseignements sur les processus de mobilisation du manteau altéré et sur son origine. Le versant sud du col du Storheia a constitué en effet la zone de départ d'un système de bourrelets et de loupes de solifluxion qui sont descendus de 325 à 300 m d'altitude, le long du ruisseau de Lekang, sur une pente de 10 à 15°. Ces loupes, épaisses d'1 à 2 m à leur extrémité, sont constituées d'un mélange désordonné de cailloux, de blocs d'origine locale, emballés dans un sable provenant de la désagrégation des mangérites. En aval, on retrouve une simple désagrégation du substratum en gravillons (fig. 122). Ce dispositif suggère que ces loupes, maintenant fixées et partiellement lavées de leur matériel fin, ont fonctionné lors d'une période de climat plus rigoureux ou plus humide que l'actuel climat tempéré frais. La présence d'anciens polygones maintenant fixés, de 2 à 3 m de diamètre, étirés et entraînés par le mouvement de ces loupes suggère que le tri par le gel et le déplacement des matériaux ont été associés, lors d'une période froide qui pourrait remonter au Tardiglaciaire (cf. Chapitre III,). Cela implique une existence du régolite, avec ses matériaux fins, peu après le départ des glaciers ; il se pose donc le problème d'une désagré-

gation et d'un altération importantes survenues en une période brève, de l'ordre d'un millier d'années, ou bien de la conservation d'un régolite antérieur à la glaciation. C'est exactement le même problème que soulève l'existence de polygones fossiles formés sur le régolite de l'Apnesfjell (Vestvågøy ; cf. Chapitre III et ph. 87).
A l'appui de la seconde hypothèse, qui suppose une très faible efficacité de la glace sur ces plateaux, on peut citer l'absence de blocs reconnaissables comme erratiques. Mais un tel régolite a pu être partiellement dérangé, bousculé, tronqué, ce qui contribuerait avec les phénomènes périglaciaires du Tardiglaciaire, à expliquer son inégal développement sur une même roche, et le dérangement de l'horizon sableux à cailloux.

Cette hypothèse n'est pas contradictoire avec l'existence de phénomènes de dérangement et de désagrégation post-glaciaires. Sur le rebord nord de l'Apnesfjell (Vestvågøy), un pointement correspondant à une bande E W de mangérite, aux boules à demi désagrégées, représente une sorte de tor probablement déjà déchaussé au moment de la déglaciation. Des blocs en sont issus, témoignent d'une migration à courte distance par solifluxion et creeping sur le régolite, et ceci sur des pentes ne dépassant pas 15°. Comme sur les pointements des plateaux plus accidentés, la désagrégation granulaire est forte dans les diaclases élargies qui séparent les blocs émoussés ; ces boules ont elles-mêmes une surface rugueuse, du fait de la mise en relief des mésoperthites par rapport aux pyroxènes et aux biotites. Cette désagrégation superficielle a contribué à l'individualisation et à la chute de certains blocs déjà déchaussés. Mais pour l'essentiel, la mobilisation récente ou actuelle des matériaux semble être très faible. On note simplement que l'ambiance humide et fraîche de ces plateaux (moyenne annuelle de l'ordre de 3° C) se traduit par la formation de buttes gazonnées passant localement dans les pentes supérieures à 10° à des systèmes de levées et de sillons parallèles à la plus grande pente, hauts de plusieurs dm ("earth hummocks" : Washburn, 1979, p. 147) et par celle de petites terrasses ("steps" : Washburn, 1979, p. 147 - 151) à rebord herbeux. Le bon drainage de ces régolites pauvres en éléments très fins peut expliquer la faiblesse des phénomènes de solifluxion.

L'épaisseur et la nature des régolites des plateaux n'impliquent pas une altération poussée ni très prolongée, ni une formation

sous un climat différent de l'actuel. Il existe cependant de multiples indices d'une évolution qui n'est pas seulement post-glaciaire, et de la conservation de régolites plus anciens par delà la dernière glaciation. Ces plateaux ne portent donc pas les traces d'une dynamique glaciaire efficace et constituent probablement des secteurs où l'évolution pléistocène s'est traduite par un lent renouvellement des régolites et par une évolution morphologique modeste.

D. Conclusion partielle

Pas plus que dans les cas des couvertures morainiques et des champs de blocs, les topographies revêtues de régolites sableux ou de gravillons ne peuvent être considérées comme de purs et simples héritages préglaciaires. Toutes ces couvertures sont cependant associées à des topographies planes, ondulées ou aux reliefs arrondis, où le défonçage glaciaire apparaît plus ou moins modestes. De telles topographies émoussées semblent résulter d'une évolution vers une sorte d'équilibre vis-à-vis des successions d'actions glaciaires et subaériennes, les types de dynamiques étant partiellement, contrôlés par une configuration géographique d'ensemble qu'il est difficile d'attribuer au rôle morphogénique des glaciers. D'ailleurs, la tranche de matériel enlevée au cours de cette évolution apparaît partout relativement faible : les grandes lignes des paysages conservent donc probablement les vestiges d'une organisation héritée des temps préglaciaires.

CONCLUSION

Le fjell ne peut pas être réellement considéré comme un domaine "paléique", si l'on entend par ce terme un caractère entièrement hérité de l'évolution préglaciaire. Il porte partout les marques d'une importante morphogenèse associée aux alternances de glaciations et d'interglaciaires qui caractérisent le Quaternaire. Il n'en reste pas moins que les caractères de cette morphogénèse ont été en grande partie conditionnés par la configuration morphologique héritée de l'évolution préglaciaire. Celle-ci est responsable des grands dispositifs étagés qui caractérisent ce domaine, mais il s'agit là des seuls traits des paysages que les glaciers n'aient pas considérablement modifiés. Partout ils ont aménagé les formes d'échelle moyenne et les formes de détail, léguant aussi, conjointement avec les autres processus

froids, des modelés qui leur sont particuliers. Les dispositifs morphostructuraux élaborés de cette façon se superposent ainsi à ceux qui sont hérités des périodes antérieures ; le partage se fait généralement selon l'échelle des formes considérées, mais aussi en fonction des différences régionales et locales dans les conditions de l'intervention des glaciers sur leur lit. A cet égard, les situations sont encore plus variées dans le domaine des formes de dissection.

Chapitre V

Formes et types morphogéniques associés à la dissection et à la formation des grands versants

Chapitre V

Formes et types morphogéniques associés à la dissection et à la formation des grands versants

Chapitre V

Formes et types morphogéniques associés à la dissection et à la formation des grands versants

INTRODUCTION

L'encaissement plus ou moins accusé et brutal de systèmes de cirques, de vallées, de fjords, de bassins et de basses plates-formes dans les hauts plateaux et les lourds reliefs du fjell contribue de façon souvent spectaculaire à la différenciation morphologique des montagnes scandinaves. Le caractère montagnard du relief, spécialement dans les régions étudiées, réside d'ailleurs en grande partie dans la vigueur des formes de dissection, dans la hauteur et la raideur des parois rocheuses qui recoupent les grands volumes. Inscrites dans les grandes dénivellations qui séparent les différents étages du fjell, ou incisées en contrebas, elles apportent en effet *un cachet alpin* à certains des plus hauts massifs, et elles composent dans les régions les plus fortement découpées *des paysages originaux* où les hautes topographies lourdes sont absentes ou peu représentées.

Le contraste souvent brutal entre les formes de dissection et les formes lourdes du fjell est à la base de toutes les conceptions sur l'opposition entre un domaine "paléïque" et *une génération de formes "jeunes "*(" de unge landformene") développée après la genèse des formes paléïques en réponse à des changements de position par rapport au niveau de base et à des changements climatiques (Gjessing, 1977). La profondeur des entailles, leurs profils heurtés comportant de nombreux secteurs surcreusés, la fréquence des parois rocheuses en déséquilibre avec les conditions actuelles et la présence de glaciers dans les cirques et les vallées des massifs les plus élevés ont amené de nombreux auteurs à associer à la notion de jeunesse celle d'une *prépondérance de l'érosion glaciaire* dans les processus du creusement. C'est ainsi que Rudberg (1954) a retenu comme hypothèse de départ dans son étude géomorphologique du Västerbotten l'origine glaciaire de toutes les formes à parois raides. On notera d'ailleurs que les formes de dissection des régions étudiées, parmi lesquelles se trouvent certains des plus beaux et des plus accessibles systèmes qui soient de cirques, de vallées glaciaires et de fjords (le Sognefjord est le plus long du monde) sont citées dans nombre de manuels et de publications générales comme les résultats les plus exemplaires de l'érosion glaciaire (entre autres, Linton, 1963 ;

Embleton et King, 1968, 1976 . Sugden et John, 1976 . Gjessing, 1978).

Toutes les formes de dissection ne sont pourtant pas aussi profondes ni accusées. L'existence de bassins et de vallées modérément encaissés aux formes amples, ainsi que la présence de replats sur les versants des grandes vallées ont été interprétées, à la suite des remarques des grands pionniers de la géomorphologie de la Norvège (Davis, 1900 ; Reusch, 1901 et surtout Ahlmann, 1919) comme les indices de la conservation de formes d'incision linéaire ou de "vallées paléïques" (Gjessing, 1967,1977), élaborées avant les glaciations. Ces formes, qui auraient dans de nombreux cas guidé l'installation des vallées glaciaires, représenteraient donc *des vestiges des topographies différenciées et anarchiques de la "surface paléïque "* (Gjessing, 1977), *ou les héritages d'un "cycle d'érosion" fluviatile* qui, déclenché bien avant le début des glaciations, aurait abouti à la constitution de vallées "jeunes et profondes" à l'intérieur des terres, plus évasées et mûres à la périphérie (Ahlmann, 1919). Depuis l'étude de Barrett(1900) sur le Sundal, il est d'ailleurs classique de considérer que l'organisation même des vallées et du réseau hydrographique norvégiens est en grande partie héritée des phases d'incision préglaciaires, même si l'intervention de l'érosion glaciaire est évidente dans les nombreuses captures opérées par les grandes entailles du versant atlantique aux dépens des amples vallées de la zone faîtière et du versant oriental (O. Holtedahl, 1960 ; Rudberg, 1976 ; Gjessing 1965-1966, 1977). Il est donc généralement admis que les formes d'entaille ne constituent pas un domaine exclusivement glaciaire, bien que leur contraste avec les formes du fjell soit en grande partie lié aux possibilités de canalisation de la glace le long de ces entailles, ou accentué par ces phénomènes.

La part des formes d'entaille dans l'organisation des paysages est très variable. A cette variété s'ajoutent de grandes différences dans les modelés ; les enseignements sur la morphogénèse varient selon que les entailles présentent *des fonds et des parois façonnés dans la roche saine*, portant surtout des traces d'actions mécaniques, ou que *des modelés d'altération* permettent d'y saisir des modalités de dissection plus complexes. Cette distinction, sur laquelle est calqué le plan du chapitre, n'est pas envisagée à priori comme une opposition entre des formes d'origine glaciaire et des héritages antérieurs ; elle n'a pour but que de faire ressortir des types morphogéniques différents parmi les formes d'entaille et dans les dispositifs morphostructuraux qui leur sont liés.

I - DIVERSITE DES PAYSAGES ASSOCIES AUX FORMES DE CREUSEMENT

A. Formes de creusement et organisation des grands ensembles morphostructuraux

Les aspects, les dimensions et la répartition des formes d'entaille sont extrêmement variés. Nous avons vu dans le livre I et dans le chapitre précédent que la différenciation des volumes montagneux et la mise en valeur des grands dispositifs structuraux se font en partie au niveau du fjell, surtout à l'intérieur du bourrelet montagneux (Sogn Jotun). Cependant, le découpage des massifs et des hauts plateaux plus ou moins défoncés en blocs montagneux saillants de dimensions variées y est également assuré par un système de dissection relativement peu profond et par des formes de sculpture de type "alpin" qui confèrent un aspect plus accidenté à ces hautes terres. Les entailles profondes des mêmes régions, qui sur les deux versants du bourrelet laissent ces dépressions et les différents étages du fjell suspendus à des niveaux variés, sont essentiellement linéaires; elles participent donc beaucoup moins à l'articulation des grands volumes, malgré les dimensions imposantes des vallées et des fjords ; elle diffère en cela de la dissection profonde des régions de la façade maritime (Lofoten - Vesterålen surtout), à laquelle l'individualisation des formes majeures est associée.

1. L'intérieur du bourrelet montagneux : des formes de dissection étagées.

a. les formes d'altitude

Les régions du Sogn-Jotun, situées au coeur du bourrelet montagneux de l'ouest scandinave, présentent de vastes étendues de hautes terres où la continuité du domaine morphologique du fjell n'est interrompue que par des vallées et des cirques dont les fonds restent à des altitudes comparables à celles des formes différenciées du fjell. Il s'agit essentiellement des montagnes et des hauts plateaux du Jotunheim et d'une partie du Breheim qui, allongés SN à cheval sur la ligne de partage des eaux, échappant à la morsure des grandes auges encaissées dans les deux versants du bourrelet. A l'exception des confins NE du Jostedalsbre, où les têtes de deux de ces grandes auges se recoupent à forte altitude (col de Sunndalseter 1220 m, entre le Sunndal et le

Rauddal), les seuls cols qui permettent de traverser d'est en ouest cette bande massive de 10 à 50 km de largeur correspondent en effet aux couloirs du fjell et à leurs formes de défonçage (Sognefjell, cols entre le système de l'Aurlandsfjord et celui du haut Hallingdal, 1200 à 1475 m) ou à d'amples vallées transversales appartenant au système de dissection relativement peu profond de ces hautes terres (col d'Eidbugården, entre Tyin et Bygdin, 1125 m ; Fillefjell, Mørkedal, 980 et 1130 m).

Le découpage de ce bloc massif et la sculpture des plus hauts reliefs peuvent cependant être vigoureux, et contribuer de façon significative à l'individualisation des reliefs montagneux. Cette contribution reste assez modeste dans *le Breheim*, où l'individualisation des bastions culminants est assurée au niveau du fjell, entre les systèmes d'auges du Sognefjord et de l'Ottadal (ph. 31). *Quelques vallées peu profondes* sillonnent cependant le piedestal de la crête médiane du Breheim et des coupoles englacées qui se détachent plus au sud. Elles ne coïncident que rarement avec la retombée des massifs (chapelet NS d'ombilics du Kupvatn - Austdal sur la retombée est du Sygneskardbre - Vivakulen ; haut Sprangdal limitant au nord le Greinbre : ph. 33 ; tributaires du Jostedal et du Mørkrisdal encaissés dans le versant nord du Spørteggbre ; sillon dissymétrique soulignant la retombée sud du Harbardsbre) ; il s'agit des parties hautes ou des affluents suspendus des grandes auges qui dissèquent profondément le sud du Breheim (Jostedal, Mørkrisdal, Fortunsdal , pl. 7), et plus rarement le nord (Mysubyttdal). Elles se distinguent des formes de défonçage plus ou moins irréguliers du fjell par leur largeur assez constante (1 à 2 km au sommet dès la tête, généralement un amphithéâtre peu profond), par une pente longitudinale d'ensemble bien définissable (à l'exception du système Kupvatn - Austdal, à cheval sur la ligne de partage des eaux, et malgré de multiples contre-pentes) et par leur profil en auge évasée ou en berceau, sous de larges rebords convexes (par exemple, les vallées convergeant vers Norstedal seter, ph. 33). Généralement emboîtées dans les parties basses du fjell (1300 - 1450 m), ces vallées sont de profondeur assez modeste, puisque leur fond reste compris entre 1200 et 900 m d'altitude ; elles diffèrent en cela, mais aussi par leurs profils, des grandes entailles qui les recoupent ou qui les prolongent, vers les fjords au-dessous de verrous-gradins partout bien marqués (versant est du Jostedal : ph. 119 tête du Mørkrisdal en amont de Nobbi ; Fortunsdal à Fossbakkane, sous



Photo 119: Le Jostedal à Flate jord. Vu vers l'aval (vers le sud) depuis le gradin de confluence du Krondal. Vallées suspendues, gradins de confluence et cascades dans le flanc est de l'auge à Bjørk.

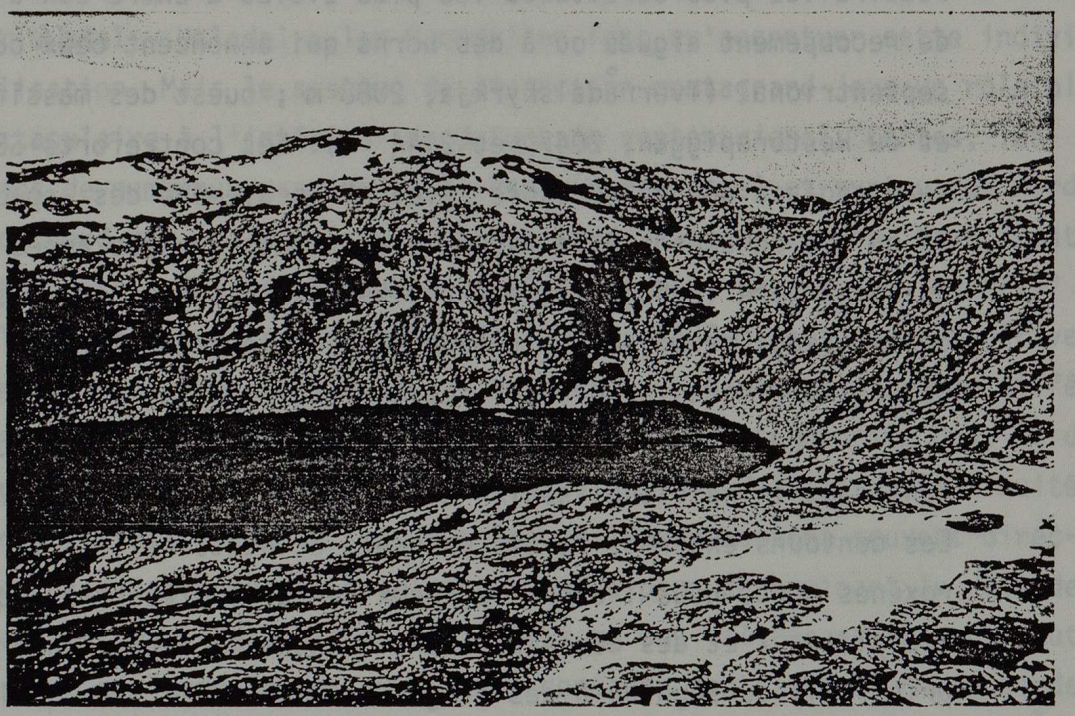


Photo 120: Le cirque du Store Trastadalsvatn et le Synnøveskjer (1543m). Vus vers l'WNW depuis le Blåfjell. La surface du lac est à 1013m. Cirque entaillé dans le rebord SE du massif gneissique du Jostedalsbre au-dessus de la haute cuvette de Kaupenger, et dépourvu de marques de glaciation locale postérieure à la fonte de l'inlandsis.

Nørdstedalseter), ainsi que des profondes auges qui s'approfondissent régulièrement au nord vers l'Ottadal (Råuddal, Mysubyttdal - Ostradal, Tundradal, Lundadal : pl.7).

Sauf exception (Søverdal sous le rebord est du Sikkilbre), des replats s'interposent partout entre les vallées et *les cirques* qui échancrent les rebords de certains bastions culminants. De ce fait, le fond des cirques se raccorde généralement à la surface principale du Sogn ou à ses amples dépressions. Isolées ou coalescentes, ces entailles occupent une place assez modeste sur les flancs des hautes coupoles. Cependant, certaines d'entre elles avivent notablement les retombées N, E et SE de plusieurs massifs culminants du Breheim (Skridulaupen, annexes orientales du Sikkilbre, massifs de la crête médiane : Tundradalskyrkja, Holåtind, Hestedalshøgdi, Hestbrepiggan : pl.7 et ph.27 ; Liabre). Cette sculpture reste le plus souvent limitée aux flancs externes des massifs, et laisse subsister des surfaces sommitales arrondies ou planes de largeur substantielle ; mais elle peut aussi réduire les plus étroits ou les plus élevés d'entre eux à des crêtes de recoupement aiguës ou à des horns qui annoncent ceux du Jotunheim septentrional (Tverrådalskyrkja, 2088 m ; ouest des massifs du Holåtind et du Hestbrepiggan, 2047 et 2144 m). Les contreforts SE du haut plateau englacé du Jostedalsbre revêtent localement des aspects analogues, là où ils échappent à la morsure directe des grandes auges tributaires du Sognefjord (rebord est des annexes méridionales du massif au-dessus des plateaux de moyenne altitude bordant le Sogndalsfjord au SW du Sogndalsdal : cirques du Blåfjell et du Voggebre : pl.6 et ph. 120).

Le rôle des formes de dissection suspendues est plus déterminant dans l'individualisation des *montagnes du Jotunheim septentrional*. Les contours externes de cet ensemble de hauts reliefs de gneiss à pyroxènes sont, nous l'avons vu, ceux de talus structuraux qui dominent des plateaux et des couloirs intramontagnards rattachés à la surface principale du Sogn ou à des étages moins élevés. Mais quelques tronçons de vallées, suspendus au-dessus des grandes auges bordières du Jotunheim, contribuent à accentuer la hauteur de ces talus sans toutefois recouper directement les bastions culminants. Berceaux évasés comme le haut Breidseterdal en amont de Krossbu (pl.7), sillons structuraux comme celui de la Rya en amont de Turtagrø (ph.48), vallées amples et mal calibrées comme celles de la Sjoa, ou longs et profonds ombilics lacustres comme celui de Bygdin, ils s'encaissent en effet dans l'axe ou con-

tre un des flancs des couloirs intramontagnards, le long des grands accidents structuraux bordiers de la nappe ; ils préservent des replats plus ou moins larges qui prolongent le plancher des couloirs (pied des pics de Smørstabb : ph. 104 , Sognefjell ; fly du versant ouest du Sjodal ; replats au nord des lacs Gjende et Bydin : ph. 45). A la limite, certains de ces couloirs, recoupés par les auges des systèmes de dissection profonde, apparaissent eux-mêmes comme des tronçons de très larges vallées suspendues : c'est le cas du couloir du Bøverdal entre Bøvertun et Galdesand, avec la puissante corniche frontale NW de la nappe du Jotun qui le domine en faisant figure de véritable versant d'auge face au massif du Hestbrepiggan (pl. 7 et ph. 47).

Les grands couloirs intramontagnards de la périphérie des gneiss à pyroxènes contribuent en fait à la division interne du Jotunheim en massifs séparés. Les couloirs de l'Utladal, du lac Gjende et du Sjodal séparent la masse montagneuse principale des massifs-satellites (Hurrungane, Knutsholstind) ou des plateaux moins élevés (est du Sjodal) ; les vallées qui s'y enfoncent le long des grands accidents structuraux (Vetlutladal - Utladal ; lac Gjende) ne font qu'accentuer cette individualisation. Mais le système de dissection montagnard joue un rôle plus spectaculaire à l'intérieur du Jotunheim septentrional. Certes, les flancs de nombreux massifs de l'ouest (Hurrungane) et surtout du nord et du nord-est (Galdhøpiggen, Glittertind, Kvitingskjølen, Nautgardstind Surtningssui, Besshø, Knutsholstind) présentent des replats ou "fly" d'altitudes assez constantes (1700-1800 m, 1400 m) qui peuvent dériver d'anciens systèmes de bassins ou de couloirs responsables d'une différenciation morphologique analogue à celle qui a été décrite dans le domaine du fjell (cf. supra, chapitre IV, p.670). Mais la discontinuité de ces replats, liée au fait que les vallées recoupent souvent directement les topographies culminantes, rend plus déterminant le rôle de la dissection. Profondes de 400 à 1000 m, ces vallées présentent toutes l'aspect de larges auges aux flancs concaves dont le fond se raccorde approximativement aux aplanissements partiels de la périphérie (Smådal, Bessvatn, Leirungsdal, Bygdin, Rauddal, Mjølkedal, Valdres -Koldedal) ou reste suspendu à des altitudes assez constantes au-dessus des grandes vallées qui s'y enfoncent (Veodal et Russdal, au-dessus du Sjodal, avec des verrous gradins vers 1150 m ; Visdal, au-dessus du Bøverdal : 850 m, fig. 56 ; Helgedal et tributaires de l'Utladal, entre 850 et 950 m, ph. 44). Seuls l'ombilic de Gjende et le Leirdal, qui se raccordent aux

parties hautes de grandes vallées de la périphérie (Sjodal, Bøverdal) ; n'apparaissent pas suspendus, bien que leur fond soit situé à plus de 900 m d'altitude à leur sortie du Jotunheim. Exploitant des accidents structuraux variés (cf. supra, chapitre II, p.299) ces vallées quadrillent littéralement le Jotunheim septentrional ; leurs têtes se recoupent fréquemment en constituant des cols de basse altitude (1300 à 1600 m) entre des tronçons plus ou moins suspendus les uns par rapport aux autres. Elles assurent donc une organisation originale des paysages, avec des massifs isolés dont les flancs rocheux et pentus peuvent aussi bien recouper de lourdes et larges surfaces ondulées (Kvitingskjølen, nord du Galdhøpiggen est du Glittertind, Nautgardstind) que de lourds éperons (affluents de l'Utladal) ou d'étroites arêtes (massifs de l'ouest et du sud-ouest).

Il s'ajoute en effet à ce découpage *une sculpture "alpine"*, due à ces vallées elles-mêmes lorsqu'elles sont très rapprochées (vallées sub-parallèles du SW du Jotunheim septentrional : Langvatn - Høgvaglurdi, Skardal, Semmeldal, Rauddal, Mjølkedal, Urdadal, Valdreskoldedal, séparées par de longues arêtes dépassant 2000 m d'altitude : ph. 40), mais aussi à des entailles propres aux massifs. Elles sont en général suspendues par rapport aux vallées, sauf à l'amont des principales auges (vallées-cirques partiellement englacées à la tête du Veodal : Veobre, Steinbudal ; tête du Visdal : Hellstugubre, Tverråbre ; tête du Memurudal : austre Memurubre ; tête du Mjølkedal : fig. 59 ; tête du Leirungsdal ; et surtout le système radial de vallées-cirques des Hurrungane : Riingsdal, Skagastølsdal , Styggedal, Gjertvassdal, Maradal, Midtmaradal, Stølsmaradal, Gravdal : pl. 7 et ph.44). De telles vallées-cirques éventrent plus ou moins complètement les massifs du centre et de l'ouest du Jotunheim en ne laissant subsister que d'étroites lanières de plateaux ou des crêtes réunissant des horns élancés (pics de Skagastøl, massifs du SW, sud du massif du Galdhøpiggen, massif Memurutindene - Surtningssui). Mais ailleurs, la sculpture en de véritables reliefs "alpins" est le fait de cirques ou de courtes vallées-cirques suspendus à plus ou moins forte altitude au-dessus des vallées et des aplanissements périphériques. Les massifs de l'ouest et du centre sont presque entièrement ciselés par de tels cirques aux parois abruptes, là où ils ne sont pas réduits par le recoupement des versants de vallées à de simples arêtes : c'est le cas du massif des Smørstabbtindene (ph. 70), de la plus grande partie du massif du Galdhøpiggen (ph.38), de

celui des Urdadalstindene, de l'ouest et du centre du massif du Knutsholstind (ph.39). La morsure ne fait parfois qu'aviver une des retombées de ces massifs (cirques du versant nord du Steindalsnosi suspendus au-dessus du Sognefjell: ph.71),. Mais on note surtout que les cirques parfois très larges (jusqu'à 3 km) qui éventrent profondément les massifs occidentaux et centraux (avec des fonds surcreusés vers 1400 m) se desserrent sur les massifs de l'est et du nord-est, en préservant les formes lourdes du fjell sur des interfluves de plus en plus larges. Ils se situent en outre à des altitudes de plus en plus élevées (au-dessus de 1600 m dans le massif du Nautgardstind et l'est de celui du Knutsholstind) ; ils apparaissent dès lors comme des encoches de plus en plus cantonnées sur les flancs de hautes coupoles dont la morphologie est typique du domaine du fjell (nord du Galdhøpiggen : ph. 37 ; Glittertind ph. 36 ; Nautgardstind, ph.121). Ils sont même pratiquement absents du massif du Kvitingskjølen, qui n'est disséqué que par quelques amples vallons et vallées suspendus aux versants convexo-concaves d'un type déjà reconnu au nord du Glittertind (pl. 7) et que nous avons partiellement rattachées au domaine du fjell (cf. supra, chapitre IV). Ce phénomène, qui traduit un développement de moins en moins important des cirques vers l'est et le nord-est n'est pas lié à une moindre vigueur des massifs, dont les altitudes restent partout comparables (2400 à 2200 m , à l'exception du Kvitingskjølen qui ne dépasse guère 2000m); il traduit une dissymétrie régionale que nous avons déjà remarquée lors de l'analyse morphostructurale (chapitreII).

Il existe cependant une relation entre l'altitude des massifs et la présence de formes de sculpture "alpines". Celles-ci sont rares, nous l'avons vu, sur la plupart des massifs du Breheim, à l'exception de ceux qui dépassent 2000 m d'altitude. Elles sont pratiquement absentes des plateaux et des bastions du Jotunheim méridional qui, ne dépassant guère 1800 ou 1900 m d'altitude, ne s'enlèvent que de quelques centaines de mètres au-dessus des aplanissements inférieurs et des vallées. Les seules exceptions concernent les rebords orientaux de certains des plus hauts plateaux de l'est du Jotunheim, mordus par des cirques plus ou moins nets, toujours isolés, de petite taille, et perchés à haute altitude, (Sikkilsdalshø - Heimdalshø ; Mugnetind - Vennisfjell, ph. 53 ; Bergsfjell et Rankanosi - Ranasongi). Des cirques mordent également, et de façon plus importante, les bastions de l'ouest (lanière de plateau du Berdalseken, à l'est d'Årdal ; rebord nord du Blåskavlen,

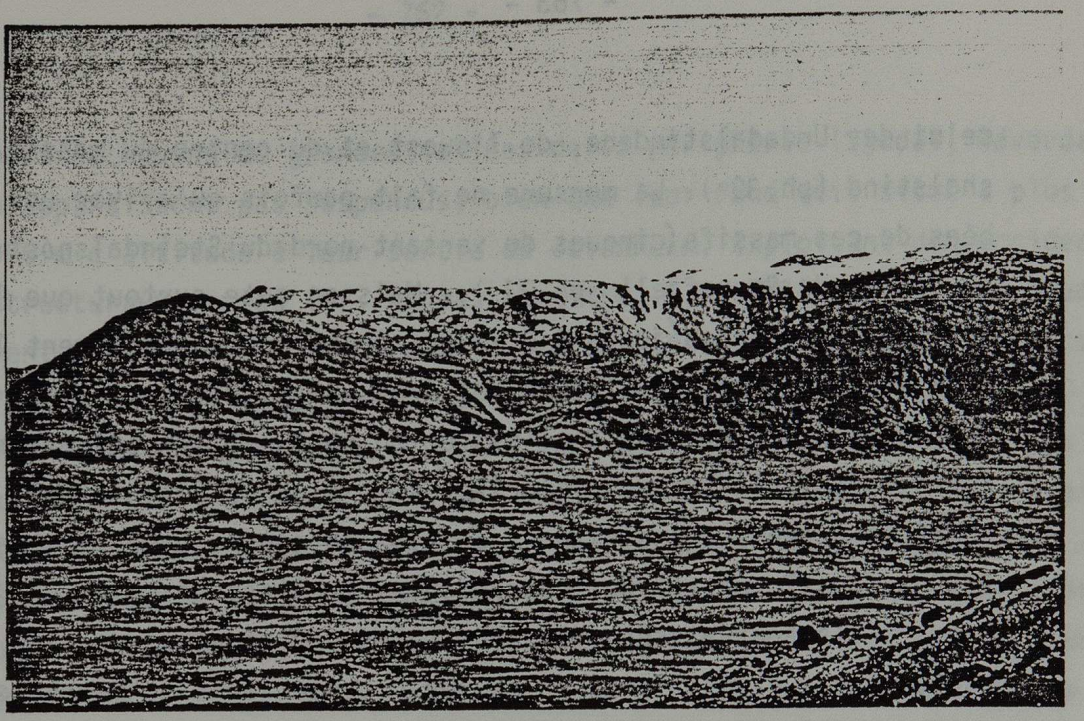


Photo 121: Le Hindnubban (1879 à 2048m) et le Veodal.

Vus vers le sud depuis le versant sud du Heranoshø. Rebord oriental du massif du Nautgarstind, avec de lourdes croupes sommitales entaillées par des cirques isolés (ici, le Veslenautgarden). Kamer et terrasses de solifluxion dans le remblaiement morainique et fluvioglaciaire du Veodal.



Photo 122: Le Fillefjell et le Sluttedal.

Vus vers l'ouest depuis l'ancienne route du Fillefjell. Larges vallées suspendues entaillées dans les plateaux bosselés du Jotunheim meridional (1400-1500m, et 1700 à 1814m pour le bastion résiduel du Berdalsseken, à droite). L'auge principale (Smeddal) installée dans les micaschistes et le socle sous-jacents à la nappe du Jotun (altitude: 930m). Photo J.C.Guézou.

au NE d'Aurland), mais le plus souvent, ils ne font qu'échancrer le sommet des versants des fjords et des grandes auges qui s'y raccordent, et ne font donc que retoucher le système de dissection profonde.

En fait, les flancs rocheux des *vallées d'altitude* qui contribuent, avec les formes de défonçage, à morceler ces plateaux étagés, suffisent à conférer un aspect montagnard à leurs rebords. Les plus profondes de ces vallées sont celles qui, tournées vers l'est, dissèquent les hauts plateaux de l'est et du sud-est du Jotunheim. Issues de larges cols évasés qui les font communiquer avec les couloirs et les grandes dépressions de l'intérieur (Sjodal, secteur du lac Tyin), ou venues d'amphithéâtres en "bouts du monde" (Rysndal, Sanddal, Skakadal, Hestebotn, de part et d'autre du lac de Vang), elles revêtent l'aspect de larges auges aux versants concaves hauts de 400 à 700 m ; ceux-ci recoupent la haute surface (fig. 62), ou plus rarement des replats d'altitude intermédiaire (massif du Refjell - Heimdalshø, ph.46). Les fonds plats, faiblement inclinés, se raccordent approximativement à la surface du Valdres et aux amples gouttières qui la sillonnent (Grīningsdal, Sikilsdal, Heimdal, Vinstervatn ; ph. 46 ; au sud du lac de Vang : lac Helin, Smådal) ; ils peuvent aussi rester suspendus à des altitudes comparables (850-900 m) au-dessus des quelques vallées qui s'enfoncent profondément dans le plateau du Valdres à la sortie du Jotunheim (Yksnedal, au-dessus de l'Øystre Slidre, pl. 8 . Rysndal, Sandal et Skakadal au-dessus du lac de Vang ; Kljådal). On note d'ailleurs que les flancs de ces auges d'altitude, qui constituent en fait de hautes corniches structurales mettant en valeur le dispositif grossièrement tabulaire de la partie SE de la nappe du Jotun, se recoupent plus ou moins vers l'extérieur : le talus frontal de la nappe du Jotun correspond en partie aux extrémités alignées des éperons massifs ainsi constitués (rebord est du massif Refjell - Heimdalshø, ph. 41 ; corniche au nord du lac de Vang), ou localement au flanc de certains de ces éperons découpés par des vallées obliques (Lac Helin, Smådal, fig. 62). L'individualisation de la klippe du Grindare dans cette zone frontale (fig. 73) est liée au recoupement complet des versants du Skakadal et du Smådal. Des dispositifs analogues s'observent par endroits le long du front méridional du Jotun (débouché du Hemsedal ; Lungsdal - Lac Djup, dont la corniche du Reineskarvet constitue le flanc nord ; ombilic du Strandafjord surcreusé dans le socle et encadré par les corniches du Blåberg et du Hallingskarvet).

La place des vallées d'altitude dans les paysages est moins

spectaculaire à l'intérieur même des plateaux du Jotunheim ; elles s'emboîtent fréquemment dans la surface principale du Sogn et dans les couloirs qui s'y rattachent sans recouper directement les lambeaux de hauts plateaux, à quelques exceptions près (Oddedal, au sud du Fillefjell ; Berdal et Fossdal, suspendus au-dessus de l'Årdalsvatn et encaissés de 600 à 900 m dans le bastion Berdalseken - Raudbergsnuten haut de 1800 m). Distinctes des formes de défonçage du fjell par leur caractère linéaire et par leur profondeur (fonds compris entre 1300 et 900 m, ou même moins pour les vallées qui convergent vers le bassin de Voss, au sud-ouest), ces vallées se présentent généralement comme des auges évasées et larges aux versants concaves. Laissant suspendus les sillons et les cuvettes du fjell sur la plus grande partie de leur cours, elles sont issues d'amphithéâtres peu profonds (fjell entre Årdalsfjord et Lustrafjord : pl. 6) ou plus souvent de tronçons mal définis, mal calibrés, constitués de dépressions du fjell communiquant les unes avec les autres. L'approfondissement des parties amont est assez rapide, avec des séries de verrous-gradins souvent séparés par des ombilics surcreusés (ce dispositif est particulièrement spectaculaire dans les parties hautes des étroites auges d'altitude qui dissèquent le plateau gneissique au nord du Sognefjord et à l'ouest de Balestrand, à partir de véritables cirques tournés vers l'ouest : escaliers et ombilics circulaires du Langedal et du Norddal - Gruvlebotn). Ces vallées ne sont jamais assez serrées pour que leurs versants se recoupent, si ce n'est lorsqu'elles convergent vers de grands ombilics (Frostdal, Slutedal, Valdresdal, au NW du Fillefjell, à leur débouché sur le Smeddal : ph. 122). Elles s'organisent autour de quelques grandes auges montagnardes qui, traversent de part en part les plateaux du Jotunheim méridional, sont dépourvues de tête. Il s'agit au nord de vaste ombilic complexe du lac Tyin, sorte de jonction triple d'auges ou de couloirs communiquant avec le lac Bygdin au NE (col surbaissé d'Eidsbugarden), avec le Begnadal au sud (verrou-gradin de Tyin Hotel, fig. 72), et surtout avec le Tyadal à l'ouest, large vallée suspendue au-dessus de la tête de l'Årdalsfjord. Plus au sud, une large auge NE - SW à double sens d'écoulement encaissée de 300 à 400 m dans le Fillefjell (Smeddal) forme à la fois la tête du Begnadal (à l'est) et de Lærdal (au sud-ouest), entre 900 et 1010 m d'altitude. Le Mørkedal (affluent du Lærdal) et le Hemsedal, qui rejoint le Hallingdal au SE sont issus d'une vallée NW - SE tout à fait analogue (Myrkedal). D'autres vallées d'altitude à double pente, moins

bien calibrées toutefois, traversent également les plateaux plus au sud-ouest (Sanddal - Førdal, d'où partent le Nesdal, affluent du Lærdal, et la vallée de Djup, tributaire du Hallingdal). L'ensemble s'organise en réseaux inégalement hiérarchisés, tournés dans le Jotunheim oriental vers les grands collecteurs du versant est (Sjoa, Vinstra, Slidre, Begnadal, Hallingdal) et ailleurs vers les bassins de la retombée occidendale du bourrelet (Sogn intérieur, bassin de Voss). La ligne de partage des eaux, très orientale, est indépendante d'une ligne de faîte précise. Avec ses vallées transversales, ce système de dissection d'altitude accentue la division du Jotunheim des plateaux, bien que le découpage de la nappe en blocs tabulaires et en klippes se détachant au-dessus de plateaux et de replats de micashistes calédoniens ou de gneiss précambriens, soit pour l'essentiel réalisé au niveau du fjell et de ses reliefs étagés (cf. supra, chapitre 2, p.373). Les auges profondes qui le recoupent ou s'y emboitent sur les deux versants du bourrelet montagneux ne jouent pas un rôle beaucoup plus important dans l'organisation des grands volumes montagneux.

b. les formes de dissection profonde

Les grandes auges du *versant oriental* du bourrelet montagneux sont creusées à des altitudes assez basses (de l'ordre de 400 à 500 m pour les tronçons principaux) malgré l'éloignement du niveau de base, et elles sont toutes emboîtées dans les parties basses du fjell, c'est-à-dire à l'extérieur de la nappe du Jotun, dans les couloirs intramontagnards prolongeant la surface du Sogn et dans les plateaux moins élevés de l'est (Valdres). Relativement étroites par rapport à ces aplanissements (2 à 4 ou 5 km au sommet) et profondes de 600 à 1000 m et plus, elles ne sont que rarement issues de "bouts du monde" entaillés dans le fjell ; ce n'est le cas que pour les grandes vallées tributaires de l'Ottadal, entaillées dans les annexes NE du Jostedalsbre (Måråd̊al, Rauddal, Syrbytt dal - Ostradal) et dans la crête médiane du Breheim (Tundradal, Lundadal). La plupart prolongent des vallées d'altitude en contrebas desquelles elles s'enfoncent assez brutalement par un ou plusieurs verrous-gradins fréquemment calés sur les limites des grands ensembles morphostructuraux ; il en est ainsi du Bøverdal en aval de Krossbu (pl.7), des vallées de Slidre, du Begnadal et du Hemsedal à leur sortie de la nappe du Jotun. Plus ou moins bien calibrées en auge, ces vallées aux rebords francs (ph. 53 et fig. 62) ne participent que

rarement à l'individualisation des grands volumes montagneux (rentrants du front de la nappe du Jotun correspondant sur quelques km à la corniche sommitale des versants de l'ombilic de Vang, fig.73 , et du Hemsedal). Leur organisation d'ensemble est pourtant influencée par les grands dispositifs morphostructuraux du fjell, qu'il s'agisse de la zone faîtière qui constitue aussi la ligne de partage des eaux dans le Breheim et le NW du Jotunheim, des plateaux du versant oriental du bourrelet montagneux, par rapport auxquels les vallées du SE sont "conséquentes", ou encore du grand couloir "subséquent" dans lequel s'emboîte l'Ottadal. Mais étroites et espacées, laissant suspendues toutes les vallées du Jotunheim, elles n'aèrent que peu les paysages aux formes lourdes, et constituent *un domaine étranger à celui des montagnes qu'elles traversent*, d'autant plus qu'elles sont les seules à receler une végétation forestière fournie et un peuplement permanent.

Il en est de même pour la plupart des grandes vallées et des fjords du *versant atlantique* du Sogn-Jotun, qu'ils soient emboîtés ou non dans les parties basses du fjell. Organisés en un vaste système dendritique autour de la partie interne du Sognefjord, la plupart d'entre eux sont encaissés dans la surface principale du Sogn et dans les topographies inscrites en contrebas (haute cuvette de Kaupanger, vallées montagnardes d'altitude équivalente) qu'ils soient en position plus ou moins "subséquente" (Fortunsdal - Lustrafjord - Sogndalsfjord), adaptés à des cassures (Utladal) ou inadaptés aux structures visibles (Årdalsfjord, Lærdal, système de l'Aurlandsfjord). A la différence des précédentes, ces formes entaillent profondément la nappe du Jotun et le coeur du bourrelet montagneux, la pénétration des grands fjords (175 km d'ouest en est pour le Sognefjord) amenant le niveau de base à proximité immédiate de la zone faîtière et de la ligne de partage des eaux. Pour la plupart, elles prolongent des grandes vallées d'altitude, mais elle s'y encaissent brutalement, en aval de verrous-gradins simples ou multiples qui jalonnent fréquemment de grands contacts structuraux (encaissement des vallées du Breheim méridional à proximité du Faltungsgraben ; encaissement des vallées du Jotunheim des plateaux dans le massif du Sogn et les gneiss des fenêtres précambriennes en aval de verrous-gradins calés sur les micaschistes,sous les lames cristallines de l'est et du sud-est : cf. supra, chapitre II, p.378). Localement, d'étroits replats prolongent vers l'aval le fond des auges montagnardes dans les flancs de ces grandes entailles sur quelques km, (Lærdal en aval

du ned Smeddalsvatn : Peulvast, 1978). Ailleurs, la coupure est brutale, et peut se faire aux dépens de hautes vallées appartenant à un bassin voisin (Låvidal recoupant le haut Flåmsdal), avec des phénomènes d'inversion de la pente longitudinale (recoupement par le Nærøydal du système de vallées suspendues et évasées du Jordal, du Brekkedal et d'Uppheim, orientées vers le SW : H. Holtedahl, 1960). Il existe donc un fort contraste, et même localement une certaine indépendance entre les deux étages d'entailles, les plus profondes et les plus larges ayant même tendance à recouper directement les flancs de certains bastions culminants; c'est le cas du Noerøyfjord, installé contre le bastion du Syrdalsbre (1762 m), et du Sognefjord, dont une sinuosité recoupe la coupole du Bleia (1718 m, pl. 6). Ce contraste est accru par les caractères mêmes de ces vallées ; leurs parois hautes de 600 à 2600 m (paroi sud du Sognefjord au pied du Bleia, compte tenu de la partie immergée) sont couronnées par de courtes convexités accidentées de ressauts et surtout par des rebords francs. Seuls les échancrent des entonnoirs et des cheminées pentues, ainsi que le débouché de vallées affluentes généralement suspendues à des niveaux variés (par exemple, le flanc est du Lustrafjord : ph. 64). Ces grandes entailles, qui acquièrent leur profondeur en quelques centaines de mètres, ou quelques km (Laerdal, Aurlandsdal) constituent donc un domaine à part, de même que les fjords profondément surcreusés que les prolongent. Malgré leurs dimensions imposantes (jusqu'à 5 à 7 km de largeur au sommet pour les principales branches du Sognefjord), elles constituent des coupures linéaires, simples, peu ramifiées, respectant de vastes panneaux de fjell faiblement disséqué ; elles ne participent donc que peu à l'organisation des volumes montagneux, sauf dans le secteur de convergence de Sogndal- Kaupanger.

Les grandes ramifications internes du Sognefjord convergent dans ce bassin situé à 130 km de la mer avec les grandes auges descendues du Jostedalsbre. Celles-ci, de même que celles qui sur l'autre versant rejoignent le Nordfjord et la région défoncée du Sunnfjord constituent à la fois des coupures linéaires dans le fjell et *des formes de dissection poussée d'un vaste bastion culminant* . Profondes de 1000 à 1500 m et plus, elles s'enfoncent directement dans la haute surface du Jostedalsbre, englacée et faiblement différenciée (1650 - 1800 m), à partir de deux alignements parallèles de "bouts du monde" aux parois rocheuses, de part et d'autre de la langue dorsale continue qui forme

l'axe du massif. La brutalité de l'enfoncement, qui s'accompagne d'une indépendance complète entre le relief du plateau et l'organisation des entailles, caractérise celles-ci de bout en bout, jusqu'à leur jonction avec les grands fjords et les gouttières longitudinales où ils s'enfoncent (au NW : Sunndal, Erdal, Lodal, Oldedal : fig. 34 ; à l'ouest et au sud : Åmotdal, Kjøsnesfjord, Haukedal - Grøndal, Vetlefjord, Fjærlandsfjord ; au S.E. : Sogndalsdal, Veitastrond, Tunsbergdal, Jostedal et leurs multiples têtes : ph.28).

Ces auges orientées respectivement au nord-ouest et au nord (système du Nordfjord) et au sud-ouest ou au sud (système du Sognefjord) sont en partie guidées par des lignes de faiblesse mécanique au sein du complexe orthogneissique saillant du Jostedal (Chapitre II). Elles se disposent cependant de façon grossièrement conséquente sur les deux versants de la dorsale pour se raccorder aux grandes artères encaissées dans les plateaux défoncés à la façade maritime (Strynevatn, Innviksfjord, Jølstravatn au nord-ouest et à l'ouest) et, dans le plancher de la haute cuvette de Kaupanger (Lustrafjord, Sogndalsfjord, Sognefjord, au sud-est et au sud). L'organisation d'ensemble des grandes entailles témoigne donc *d'une certaine adaptation aux grands volumes régionaux du fjell* , ceux-ci ne leur devant cependant pas leur individualisation.

Avec leurs hautes parois, ces ensembles de vallées recèlent de véritables paysages alpestres en contrebas du fjell et de ses lourds reliefs culminants (ce qui les distingue des paysages montagnards du Jotunheim, par exemple). De plus, leurs tributaires suspendus contribuent à disséquer la haute surface du Jostedalsbre et ses contreforts en blocs de petites dimensions parfois isolés par des cols élevés (extrémités S et NE du massif surtout : ph. 26). Enfin, de nombreux cirques suspendus incisés dans les rebords du haut plateau accentuent la sculpture des interfluves, réduisant les plus étroits à des éperons de confluence aux formes élancées . Les recoupements de versants restent cependant assez rares, alors que dans les régions plus proches de la façade maritime la dissection profonde des hauts plateaux a engendré de véritables paysages "alpins" (montagnes déchiquetées du Møre, du Romsdal et du Trollheim). Il en est de même pour ceux des courts affluents du Sognefjord et de ses branches internes orientales et méridionales (Årdalsfjord, Aurlandsfjord, Nærøyfjord) qui entaillent brutalement les bastions partiellement englacés dominant la surface principale du Sogn (massif du Raudbergsnut - Berdalseken, entaillé par le Fossdal au SE

de l'Årdalsvatn ; Fresvikbre, avec les "bouts du monde" du Heljedal, du Huldal, du Tundal, et plus au sud ceux du Styvisdal ; Syrdalsbre, entre Nærøyfjord et Aurlandsfjord, avec les cirques et les "bouts du monde" qui échancrent le versant ouest de l'Undredal).

La convergence des entailles profondes dans la région de Sogndal - Kaupanger - Leikanger explique l'existence au coeur même du bourrelet d'un type de paysage original qui évoque déjà ceux de la façade maritime. Les grandes auges du Lustrafjord, du Sogndalsfjord, du Sognefjord ainsi que les dépressions et les sillons structuraux discontinus creusés à des altitudes variées le long de la bordure nord ouest de la nappe du Jotun défoncent en effet complètement le fond de la haute cuvette de Kaupanger ; ils ne laissent subsister que d'étroits lambeaux de plateaux (péninsule de Kaupanger, NW du Sogndalsfjord). C'est au sein de ces paysages de basse altitude, aérés et parfois assez doux, que se fait la mise en valeur des grands dispositifs morphostructuraux (fig. 39). Une telle organisation, également réalisée dans le bassin de Voss, reste cependant exceptionnelle dans le Sogn - Jotun. A l'ouest de Balestrand, la dissection est le fait du seul Sognefjord, très large et profondément surcreusé, mais encaissé dans le fjell massif qui prolonge au SW le Jostedalsbre.

2. La façade maritime : un relief articulé autour des formes de dissection profonde.

a. dissection et découpage en grands massifs.

A la différence des régions internes du Sogn - Jotun, il n'est pas possible d'établir dans la région des Lofoten - Vesterålen, comme sur la plus grande partie de la façade occidentale des Scandes, une distinction systématique entre des formes de dissection d'altitude et un système d'entailles profondes. La largeur et la superficie des blocs montagneux et des plateaux compris entre les grandes entailles sont en effet généralement trop faibles pour que des formes suspendues n'y soient pas plus ou moins complètement recoupées par le système de dissection profonde, partout proche du niveau de base ou surcreusé, et d'ailleurs façonné aux dépens de reliefs moins élevés que dans le Sogn-Jotun (600 à 1100 m). Il existe plutôt une hiérarchie selon la dimension des entailles et leur rôle dans l'organisation du relief. Un système de couloirs, de grands fjords et de détroits qui contribue, avec les ab-

rupts côtiers et les flancs du fossé du Vestfjord, à morceler la façade du Nordland et le grand horst complexe des Lofoten - Vesteralen en blocs de petites dimensions, se distingue des multiples entailles mineures, vallées et cirques qui assurent la dissection et la sculpture des massifs.

De même que les abrupts côtiers recoupent tantôt les pics appartenant à l'étage supérieur du relief, tantôt des plateaux périphériques rattachés à l'aplanissement partiel principal (300 - 400 m), les grandes formes d'érosion linéaire peuvent recouper ces deux étages, ce qui leur confère une vigueur très variable. Les cas d'emboîtement dans les plateaux de l'aplanissement principal, entre des cloisons montagneuses plus élevées sont assez rares. Le plus bel exemple est fourni par le couloir de Borge - Leknes (Vestvågøy, pl. 2) ; avec ses formes évasées et assez molles, cette ample dépression allongée, dépourvue d'unité de drainage, ne fait qu'accentuer une différenciation morphologique déjà largement esquissée au niveau du fjell (plateaux et pics de la cloison SE : fig. 22 ; massif du Skrådalstind au nord : ph. 123) ; mais au nord-ouest, elle longe directement le pied des Himmeltindene (965 m). De même, le Hadselfjord est séparé de la crête centrale de Hadseløy par le plateau méridional de l'île, qui se présente donc comme une sorte de gradin ou de large replat (fig. 18). Mais ailleurs, les grandes entailles morcellent montagnes et plateaux selon un dispositif entièrement original, sans grands rapports avec ceux du fjell, qui sont d'ailleurs difficiles à relier entre eux.

Ces larges coupures, qui relient de façon complexe les grandes vallées de l'intérieur montagneux à la mer, à travers les reliefs côtiers, constituent donc des éléments essentiels des paysages de la région ; la différenciation morphologique se fait en grande partie à leur niveau. Les principaux blocs, îles, massifs montagneux ou grands plateaux, sont individualisés par de grands *fjords* parallèles à la façade maritime ou obliques, larges de plusieurs kilomètres et surcreusés à des profondeurs de l'ordre de 100 à 200 m et plus, probablement le long de grandes zones de fractures (Le Vestfjord étant mis à part car résultant directement de l'aménagement d'un fossé tectonique plus que d'un simple processus de dissection). Ces fjords sont reliés entre eux par des détroits transversaux ou obliques (*"sund "*) et par des couloirs au fond partiellement émergé qui accentuent la division des alignements montagneux (*"eid "* : isthmes de l'ouest de Langøy, isthmes de Higrav sur

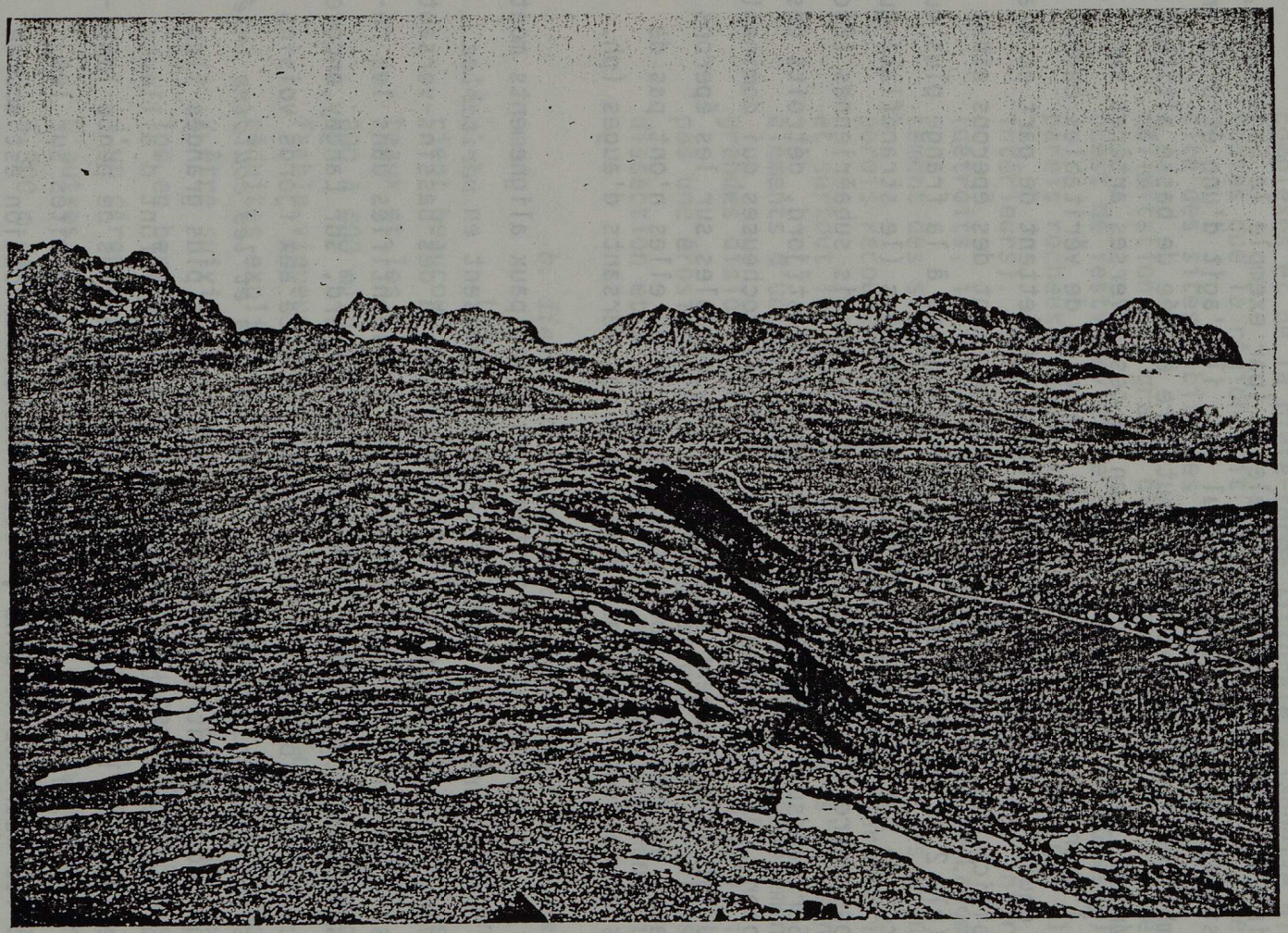


Photo 123 : Le massif du Skråd̊alstind, Borge et le Slydal (Vestvåg̊øy).

Vus vers le NW depuis le Blå̊tind. Reliefs d'érosion différentielle dans les mangérites inégalement cataclasées. Les amples versants tapissés d'arènes du couloir de Borge (au second plan) et du Slydal (à droite) s'opposent aux parois rocheuses retaillées par des glaciers locaux (dans les massifs élevés et dans le flanc SW du Slydal, au centre). Remarquer les nappes de brouillard côtier s'insinuant dans les dépressions depuis le façade nord ("sommertå̊ken").

Austvågøy, de Steiro, de Justad et de Storeidet sur Vestvågøy, du Skjelfjord sur Flakstadøy : pl. 2). Il s'agit parfois de dépressions mal calibrées à fond plat ou faiblement surcreusé, installées sur des contacts structuraux (Nappstrømmen, pl. 1). Plus souvent, ce sont de courts tronçons d'auges sans pente longitudinale définie, recoupant des massifs élevés (par exemple le Skjelfjord, sur Flakstadøy, ph. 7) ; dans un seul cas, il s'agit d'une étroite entaille emboitée dans le fond d'une gouttière évasée de basse altitude (Sundstrømmen, fig. 11). L'intersection de ces diverses artères sur l'une ou l'autre façade des îles est à l'origine de véritables carrefours de couloirs où des poussières d'îlots s'émiettent de part et d'autre d'ombilics peu surcreusés, dans le prolongement des éperons ainsi définis (pl. 2 et ph.15). Ces îlots appartiennent à la frange plus ou moins large de basses terres partiellement émergées (le strandflat) qui s'interpose entre les ombilics ennoyés et les parois subaériennes (Eidsfjord, Sortlandsund - Børøsund - Hadselfjord, Vestfjord, détroits des îles Lofoten). On note cependant que les parois rocheuses qui dominent le strandflat se prolongent sans changements notables sur les éperons et les faces externes des blocs montagneux, là où elles n'ont pas de vis à vis et cessent d'être assimilables à des versants d'auges (ph. 7).

Ces entailles, qui délimitent les principaux alignements montagneux et les traversent de part en part, s'organisent en *véritables quadrillages* et ne peuvent donc être rattachées à des bassins-versants distincts, à la différence de ceux qui ont été identifiés dans les régions massives du Sogn - Jotun (excepté l'Eidsfjord, sur Langøy, encore que des couloirs de basse altitude relient sa tête aux fjords voisins à travers ses cloisons montagneuses). *Les bassins et les couloirs intérieurs* qui contribuent à morceler les reliefs des plus grandes îles ou presqu'îles (ouest de Langøy, Vestvågøy, Hamarøy) font d'ailleurs partie de ce quadrillage, dans la mesure où, dépourvus de pente longitudinale définie, ils sont tous ouverts à leurs extrémités sur les fjords et les détroits voisins ; cette intercommunication est accrue par des couloirs et des trouées s'ouvrant à travers les cloisons montagneuses sur le strandflat des façades externes (trouées à l'ouest du bassin intérieur de Langoy, nord-ouest et sud du couloir de Borge - Leknes, nord du bassin de Presteid : pl. 4 , 2 et 5). Le fond plat ou faiblement surcreusé de ces bassins correspond d'ailleurs à des prolon-

gements du strandflat à l'intérieur des terres, le strandflat apparaissant donc comme une sorte de piédestal commun à tous les reliefs de la façade maritime (le fond du bassin du Sundklakkstrøm en est le plus bel exemple : fig. 28). C'est à l'extension de ces formes de dissection complexes et de la plate-forme littorale à laquelle elles se rattachent toutes que la région doit l'aspect aéré de ses paysages et la multiplicité des sites habitables et utilisables. Il leur est associé une nette délimitation des grands blocs et des petits reliefs résiduels (nord-ouest de Vestvågøy et de Langøy, pl. 2 et 4 ; Gimsøy), par de grandes parois rocheuses pouvant alterner avec des versants plus doux (bassins intérieurs). Seules les moins larges et les plus internes de ces formes (détroits, isthmes et couloirs des Lofoten et de Langøy) suivent nettement des structures visibles . A l'inverse, les grands fjords et leurs parois recoupent souvent de façon assez indifférente les structures, et surtout les contacts lithologiques ; même s'ils sont les principaux éléments d'un découpage régional reflètant probablement l'influence de grandes dislocations (cf. supra, chapitre I. p.97), ils ne traduisent pas une érosion différentielle analogue à celle qui est associée à la dissection et à la sculpture des massifs proprement dits.

b. dissection et sculpture des blocs montagneux et des plateaux

Les modes et l'importance de la dissection des massifs varient beaucoup selon leur taille et leur altitude. Les lambeaux de plateaux et les cloisons montagneuses d'altitude moyenne (de l'ordre de 300 à 400 m) doivent leur aspect assez lourd à l'espacement et à la faible vigueur de leurs formes de dissection propres. Leurs dimensions réduites expliquent que peu de vallées de longueur appréciable puissent y être suivies ; la plus longue est celle de la Gullstadelv, large vallon en berceau incisé dans le plateau central de Hadseløy, en contrebas d'un cirque qui échancre la crête principale de l'île (Urvatn ; pl. 3). D'autres, plus courtes et issues de cols peu élevés, s'enfoncent de 200 à 300 m dans la cloison SE de Vestvagøy (Slydal, Løvdal, ph. 123). Certaines d'entre elles soulignent le contact entre les plateaux et des reliefs plus élevés (vallée d'Ånstad, sur Hadseløy, fig. 20). Ces incisions sont généralement simples et espacées, et elles ne constituent pas de véritables réseaux, bien qu'elles puissent converger vers certains bassins (tributaires des Borge pollene, sur Vestvagøy, pl.2). A l'exception de certaines d'entre elles qui restent légérement suspen-

dues au-dessus du strandflat (Gullstadelv), la plupart se raccordent au niveau de base en s'élargissant vers l'aval. D'autres, à l'inverse, se composent de dépressions ou de chapelets de dépressions plus ou moins fermées ou suspendues qui s'apparentent par leur caractère irrégulier au système de défonçage des plateaux (Vestvågøy ; secteurs d'Alstad, de Borge, de Nykmarken, du Kjøndal, et versant ouest du lobe de Mortsund, pl. 2 et ph. 18 ; dépressions allongées du plateau méridional de de Hadseloy, pl. 3). Par leurs dimensions et leur profondeur, elles jouent un rôle aussi important que les vallées elles-mêmes dans le découpage des plateaux, des collines (nord-est de Hamarøy), et des versants doux de raccord avec les dépressions, ne restant donc pas confinées au domaine du fjell (à la différence de ce qu'on observe sur les plateaux plus élevés du Sogn - Jotun). Elles participent dans certains cas à l'individualisation des massifs (dépressions coalescentes du secteur du Tangstad - Mærvold, entre les massifs d'Eggum et des Himmeltindene ,dans le nord-ouest de Vestvagøy).

Par ses versants généralement doux ou irréguliers, ce système de dissection se distingue de celui, beaucoup plus vigoureux, qui prévaut dans la plupart des massifs de l'archipel et leur confère *un aspect "alpin"* déjà remarqué par Helland (1897). A vrai dire, un tel aspect n'est pas complètement absent des plateaux, dont les retombées sur les grands couloirs et la façade maritime, ou même certains flancs de vallées dissymétriques (Vestvågøy : Slydal, ph. 123) peuvent être abruptes. En outre, quelques cirques isolés peuvent échancrer leur rebord (rebord est du massif de la Bøvetta, pl. 4) ou les lourdes collines qui les surmontent (Hadseløy : Husbykollen (fig.123). Mais cette sculpture est mieux caractérisée dans les massifs auxquels s'adossent la plupart des plateaux, et dans ceux qui se dressent de 600 à 1100 m au-dessus du strandflat. Sur les plus étroits, il s'agit d'un cisèlement par des cirques ou de très courtes vallées-cirques ; certaines d'entre elles se prolongent par des vallées plus évasées au sein des plateaux moins élevés bordant ces massifs (massif oriental de Vestvagøy, au sud du bassin du Sundklakkstrøm : fig. 29). Limitée à une face de ces massifs (la face orientale le plas souvent : crête axiale de Flakstadøy, pl. 1 ; lobes méridionaux et cloison SE de Vestvagøy : pl. 2) ou complétée par de larges vallées - cirques ouvertes à l'ouest, au nord-ouest ou au nord (nord de Moskenesøy ; Flakstadøy : massif de Napp ; nord-ouest et nord de Vestvågøy, Gimsøy ; nord de Hadseløy ; Langøy : mas-

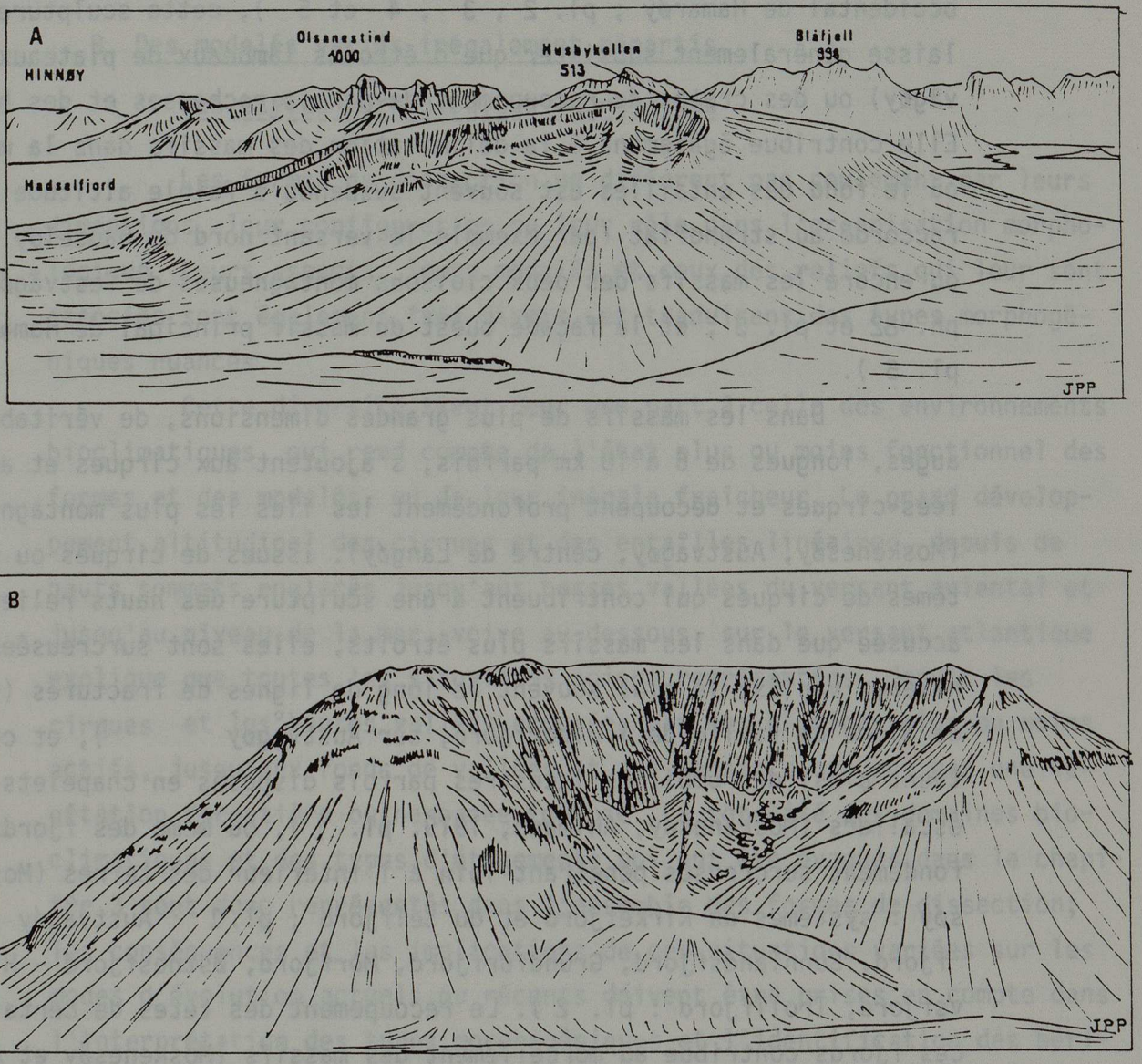


Figure 123 : Cirques glaciaires suspendus de Hadseløy

A: les cirques de la face nord du Husbrykollen, échancrant le sommet d'une lourde colline au-dessus d'un large col évasé garni d'arènes épaisses. Vus vers le SSE depuis le Storheia

B: le cirque de la face nord-ouest du Saeterfjell (571m), au-dessus du fond de la vallée-cirque du Vatndal (60m). Ce cirque entaille brutalement une haute surface arrondie; la base des versants est occupée par des éboulis, parfois à très gros blocs, et par un cône d'avalanches.

sifs de l'Åsantind, de Selvåg et d'Utskår ; lobe de Sortland ; massif occidental de Hamarøy ; pl. 2 , 3 , 4 et 5), cette sculpture ne laisse généralement subsister que d'étroits lambeaux de plateaux (Vestvågøy) ou des crêtes de recoupement de parois rocheuses et des horns. Elle contribue également à la délimitation des massifs dans la mesure où le fond des entailles est souvent suspendu à faible altitude ou même raccordé au strandflat (par exemple le versant nord de Hadseløy : ph.11 ou encore les massifs des deux cloisons montagneuses de Vestvågøy : ph. 82 et pl. 3 , et la façade ouest du massif principal de Hamarøy : pl. 5).

Dans les massifs de plus grandes dimensions, de véritables auges, longues de 6 à 10 km parfois, s'ajoutent aux cirques et aux vallées-cirques et découpent profondément les îles les plus montagneuses (Moskenesøy, Austvågøy, centre de Langøy). Issues de cirques ou de systèmes de cirques qui contribuent à une sculpture des hauts reliefs aussi accusée que dans les massifs plus étroits, elles sont surcreusées à des niveaux variés, le plus souvent le long de lignes de fractures (vallée de ligne de faille de l'Olderfjord, sur Austvågøy), et constituent ainsi des ombilics lacustres parfois disposés en chapelets ou en escaliers (Moskenesøy, Ahlmann, 1919, pl. 1), ou même des fjords profondément surcreusés pénétrant loin à l'intérieur des terres (Moskenesøy : systèmes du Kirkefjord et du Selfjord ; pl.1 : Austvågøy : Oldefjord, Sunnlandsfjord, Grundførfjord, Morfjord, Østnesfjord - Higravsfjord, Trollfjord : pl. 2). Le recoupement des têtes de certains de ces fjords contribue au morcellement des massifs (Moskenesøy et Austvågoy surtout pl. 2).

La dissection à toutes les échelles est donc un facteur de différenciation morphologique beaucoup plus important dans cette région de façade maritime que dans les hautes terres du Sogn - Jotun : pour l'essentiel, la mise en place des dispositifs morphostructuraux majeurs lui est associée. Il y a là un mode original d'organisation des paysages autour des formes de dissection profonde, rarement représenté dans celles des régions de l'intérieur qui sont étudiées (région de Sogndal). Son existence est à mettre en liaison avec la proximité du niveau de base et avec la réduction de l'ampleur des étagements près de la retombée côtière. Il s'y ajoute une plus fréquente expression du contraste entre les modelés rocheux des grandes entailles et les modelés plus ou moins ouverts de vallées et de dépression aux formes douces sans grands

équivalents à l'intérieur du bourrelet montagneux.

B. Des modelés variés inégalement répartis

1. Des styles morphologiques contrastés

Les formes de dissection ne diffèrent pas seulement par leurs dimensions, leur configuration ou leur rôle dans l'organisation morphologique. Leurs aspects, leurs modelés et ceux des reliefs qui leur sont associés sont également très divers, et traduisent des types morphogéniques nuancés.

Cette diversité tient pour une part à celle des environnements bioclimatiques, qui rend compte de l'état plus ou moins fonctionnel des formes et des modelés, ou de leur inégale fraîcheur. Le grand développement altitudinal des cirques et des entailles linéaires, depuis de hauts sommets englacés jusqu'aux basses vallées du versant oriental et jusqu'au niveau de la mer, voire au-dessous, sur le versant atlantique explique que toutes les situations soient représentées, depuis les cirques et les hautes vallées occupées par des glaciers plus ou moins actifs, jusqu'aux fonds de vallées et aux versants occupés par une végétation forestière ou herbacée fournie. La totalité des domaines bioclimatiques et des types d'étagements qui ont été évoqués dans le chapitre 3 sont donc représentés dans l'ensemble des formes de dissection; les conséquences et les implications de ces situations variées sur les modes d'évolution actuels ou récents doivent être prises en compte dans l'interprétation des types morphogéniques et l'identification des héritages.

De même que dans le domaine du fjell, la distinction essentielle, la plus riche d'enseignements sur les types morphogéniques, est celle que l'on peut faire entre des entailles dont le fond et les versants sont nus, à l'exception de placages limités aux parties basses et reposant sur la roche saine (constructions morainiques, dépôts fluvioglaciaires et deltaïques, remplissages d'ombilics et dépôts de pente formés au pied de certaines parois raides) et d'autres où la présence d'une couverture meuble plus continue s'accompagne d'une part plus faible des marques de raclage glaciaire et de décohésion mécanique.

Les modelés rocheux peuvent caractériser pratiquement tous les types de formes de dissection, quels que soient leurs dimensions, leurs profondeurs, leurs profils et leurs calibrages. Pour une part,

ils correspondent bien sûr aux grands versants raides des cirques, des grandes auges et des fjords entaillés dans les hauts plateaux et dans les massifs les plus élevés, qu'il s'agisse de corniches subverticales, de parois irrégulières coupées de vires, de ressauts et de surplombs ou hachées de couloirs d'avalanches, ou encore de gigantesques dalles lisses. Mais ils existent aussi sur des versants plus doux et sur des croupes associées à des vallées évasées et à des couloirs d'altitudes variées, ainsi que sur la plus grande partie du plancher de ces entailles. Aux parois plus ou moins sujettes aux processus de décohésion s'ajoutent donc des modelés de raclage chaotiques tout à fait analogues à ceux qui ont été décrits sur le fjell. Tous témoignent d'une action directe des agents de creusement et de façonnement des versants au niveau de la roche saine, même si localement un voile mince et discontinu de matériel morainique parvient à la masquer en servant de support à la végétation. C'est ce domaine multiforme qui est classiquement considéré comme "glaciaire" (Rudberg, 1954) même si à côté des formes vives considérées comme "jeunes" il incorpore des vallées suspendues, des replats et d'amples dépressions habituellement rattachées au domaine "paléïque" (Gjessing, 1967).

A l'inverse, *les couvertures meubles* qui ne résultent pas de simples actions de remplissage post-glaciaire ou de l'accumulation de matériaux en pied de versant sur des lits glaciaires raclés sont limités, à quelques exceptions près, aux formes de creusement les moins spectaculaires, vallées amples et peu profondes, ou bien dépressions et couloirs étroits, mal calibrés, de certains secteurs profondément défoncés. Traduisant une intervention moins directe du raclage glaciaire ou en tout cas une part moins exclusive de ses marques dans les paysages, elles sont de deux types. Il s'agit tantôt de couvertures moraïniques et fluvioglaciaires masquent uniformément des fonds et des versants de vallées pauvres en contrepentes, jusque sur des pentes assez fortes, tantôt de matériaux altérés en place, que l'on peut trouver dans les versants et à leur base, mais aussi dans les creux et les sillons plus ou moins étroits de certaines étendues chaotiques. Dans les deux cas, les couvertures végétales sont assez continues et fournies, d'autant plus que les formes de dissection tapissées de matériaux meubles se situent de préférence parmi des reliefs moins vigoureux ou moins élevés que ceux où les affleurements rocheux sont prédominants.

2. La répartition et ses implications

La répartition des deux grands types de modelés est très déséquilibrée au profit des modelés rocheux, comme on peut s'y attendre dans des formes qui ont canalisé les écoulements glaciaires. Elle reflète dans une certaine mesure l'inégale vigueur et la diversité des formes de dissection. Mais l'absence de modelés couverts ailleurs que dans les formes évasées et plus ou moins basses, ainsi que la distribution géographique de ces modelés, qui n'est pas sans rappeler celle des modelés du fjell, suggèrent l'existence de nuances importantes dans l'efficacité de l'érosion glaciaire et donc dans les modalités de la dissection.

a. les Lofoten-Vesterålen : une répartition reflètant en grande partie la configuration morphologique.

C'est dans la région maritime et intensément disséquée des Lofoten - Vesterålen que l'opposition entre les modelés rocheux et les modelés couverts reflète le plus fidèlement le caractère inégalement accusé des formes de dissection. Les cirques, les vallées-cirques et les auges qui confèrent un aspect alpin aux massifs les plus élevés présentent pratiquement tous *des parois et des fonds rocheux* , très partiellement masqués par des tabliers et des cônes de débris descendus des versants abrupts, par des constructions morainiques bien circonscrites et par des comblements lacustres, tourbeux ou marins. Les formes et les modelés inscrits dans la roche en place présentent une incontestable unité, que les massifs incisés soient constitués de migmatites, de paragneiss de faciès granulite, des mangérites les moins cataclasées ou de gabbros (massif de Selvåg, sur Langøy). Ils caractérisent également les flancs de la plupart des détroits et des grands fjords, et ceux des trouées ménagées dans les cloisons montagneuses des grandes îles complexes, quels que soient les types morphostructuraux auxquels correspondent ces parois.

Les modelés rocheux ne sont pas absents des grands bassins intérieurs, des franges de basses terres bordant certains grands fjords et détroits, ni de certaines des vallées et des cuvettes de dimensions modestes qui trouent les plateaux et les reliefs peu élevés. Ainsi, la roche en place affleure sur la plus grande partie du plancher et des flancs du bassin intérieur de l'ouest de Langøy, sur les croupes qui le parsèment et dans les couloirs annexes (fig. 31) ; les affleurements altérés y sont très rares, aussi bien sur les gabbros (Mårs) que sur

les migmatites et les paragneiss qui forment le fond de ces dépressions, et les seules couvertures qui parviennent à adoucir les topographies de détail chaotiques sont de nature morainique ou tourbeuse . Il en est de même dans le bassin du Sundklakkstrøm (Vestvågøy - Gimsøy), et sur les rives de quelques larges fjords et détroits aux formes évasées qui apparaissent plus ou moins complètement raclés ou simplement occupés par de grandes tourbières (Langøy : Sortlandsund à Skagen : ph. 2 ; la plus grande partie de l'Eidsfjord).

Mais *les manteaux d'altération*, qui constituent les couvertures meubles les plus importantes et les plus originales de la région sont généralement restreints à ces formes amples ou de profondeur modeste, spécialement lorsqu'elles sont façonnées dans les orthogneiss monzonitiques et dans les mangérites cataclasées. Ces formations arénacées ne sont assez continues que sur le fond d'une partie du couloir de Borge - Leknes et sur certains de ses flancs (Borge). Ailleurs, des croupes rocheuses vigoureuses (bordure SE de ce couloir à Nykmarken, isthme et bassin de Presteid, sur Hamarøy) alternent avec les dépressions au fond altéré. Le manteau meuble est également discontinu sur les versants encadrant ces dépressions, ainsi que sur les plates-formes qui longent les grands fjords (nord de Hamarøy, rives E et S de Hadseløy, lobes du sud de Vestvågøy) ; il se localise alors de préférence à la base des versants et des croupes, tandis qu'il peut tapisser plus complètement le fond et les pentes des dépressions plus étroites qui entaillent les plateaux et leurs bordures (Vestvågøy : Slydal, Kjøndal, ph. 17 ; secteur de Tangstad - Mærvold, fig.24 ; dépressions et vallées du sud de Hadseløy). On note dans ces derniers cas un passage sans véritable solution de continuité de la couverture des plateaux à celle des dépressions. Il en est de même dans la retombée méridionale chaotique du plateau de roches basiques de Flakstadøy (Nusfjord). Des modelés d'altération existent également sur les roches basiques le long de la rive sud-est de l'Eidsfjord (Langøy : plate-forme de Vottesnes). Ils sont plus exceptionnels sur les paragneiss, où l'on peut les rencontrer à la base de grands versants (Vestvågøy : pied du Dalstind ; Flakstadøy surtout : versant ouest du massif du Sund, sur la rive SE du petit Skjenfjord, Peulvast, 1977). De tels modelés restent cependant très rares dans les reliefs montagneux, et les autres exceptions n'ont été rencontrées que sur des roches monzonitiques (Vestvågøy :

quelques affleurements altérés au fond du cirque d'Utakleiv).

b. le Sogn-Jotun : une prédominance des modelés rocheux.

Les manteaux meubles sont rares au sein des entailles multiples qui dissèquent les hauts plateaux et les montagnes du Sogn-Jotun. Ils le sont bien sûr dans les flancs et sur le fond des entailles les plus vigoureuses : comme dans la région des Lofoten - Vesterålen, la roche nue affleure pratiquement partout *dans les reliefs de style "alpin"* , développés à l'intérieur des volumes les plus résistants et sur leurs bordures. C'est le cas des cirques, des auges d'altitude, des horns et des arêtes taillés dans les gneiss à pyroxènes du Jotunheim ainsi que dans les orthogneiss du Breheim et d'une partie des contreforts du Jostedalsbre ; seules des formations de bas de versant et les constructions morainiques édifiées en avant des glaciers encore présents dans de nombreux cirques parviennent à la masquer. Ce modelé caractérise aussi la plupart des *vallées profondes* qui dissèquent ces massifs élevés et les plateaux qui leur servent de piédestal. Il en est ainsi de toutes les grandes auges aux parois abruptes du versant ouest du bourrelet montagneux, et qui sont entaillées dans des ensembles structuraux aussi variés que les orthogneiss du Jostedalsbre et des fenêtres précambriennes, les roches intrusives et métamorphiques du massif du Sogn, ou encore les multiples niveaux mylonitisés et les roches métasédimentaires (micaschistes, quartzites) intercalés entre le socle et la nappe du Jotun. Les parois des fjords sont tout aussi dénudées. Mais les topographies plus aérées, parfois plus douces, qui entourent le Sogndalsfjord et le Sognefjord dans la région de Sogndal - Leikanger sont dans le même cas, bien que sur le fond et les versants les moins inclinés de quelques dépressions ou vallées, et de replats comme celui de l'aéroport de Sogndal, une couverture morainique discontinue masque en partie des reliefs de détail chaotiques (ph. 63).

Les vallées profondément encaissées dans le versant oriental du bourrelet montagneux se signalent également par leurs modelés rocheux, en dehors d'ombilics partiellement comblés et de quelques tronçons bien calibrés au fond empâté par la moraine et les dépôts pluvioglaciaires (Ottadal entre Skjåk et Lom, ph. 51).

Les modelés rocheux ne sont cependant pas limités aux cirques

et aux auges les plus profondes. La plupart des *vallées suspendues* des plateaux du Jotunheim et du Breheim en présentent également ; bien qu'elles soient le plus souvent assez évasées, des parois rocheuses, des corniches ou bien des versants plus doux mais typiquement raclés (par exemple, le haut Tyadal : ph. 60) y encadrent des fonds irréguliers, avec des ombilics lacustres, des seuils et des tronçons plus ou moins longs ou affleure le lit rocheux. A cet égard, il n'existe pas de réelle différence de modelé entre les vallées profondes et l'ensemble des vallées suspendues du versant atlantique, à l'exception de quelques hautes vallées du fjell entre Årdal et le Lustrafjord, où les versants concaves sont presque entièrement tapissés de moraine et de pierrailles (ph.56). Cette répartition reproduit assez fidèlement sur le versant atlantique celle des modelés du fjell, de même que l'on note sur le versant oriental une relative coïncidence entre la distribution des vallées tapissées de matériaux meubles et l'extension des plateaux et des massifs couverts de matériel morainique ou de champs de blocs. En effet, les grandes vallées évasées du nord du Jotunheim (Skjenarvollan, partie aval du Smådal) et surtout de l'est (Veodal, Sjodal ; Griningsdal, Sikilsdal, Heimdal et la très ample gouttière du Mumdal) se présentent comme d'amples berceaux entièrement tapissés de moraine et de matériaux fluvioglaciaires ; leurs flancs concaves ne sont que localement couronnés par des corniches rocheuses (partie amont du Smådal, une partie du versant sud du Veodal, parties amont du Sikilsdal et du Heimdal). Les grandes vallées d'altitude qui échancrent le rebord oriental du Jotunheim des plateaux au sud de la Begna sont du même type, bien qu'elles soient souvent un peu plus vigoureusement encaissées, parfois surcreusées (Helin) et en grande partie encadrées par de hautes corniches (Smådal, Hemsedal à sa sortie du Jotun) ; mais à l'exception de cette dernière, qui est suspendue au-dessus du Hallingdal, ces vallées se prolongent par d'amples gouttières également empâtées et à peine encaissées dans le plateau du Valdres. La répartition des manteaux meubles dans les vallées est donc tout autant liée à celle d'un type de formes bien défini - les vallées d'altitude aux formes évasées - qu'à la dissymétrie est-ouest qui a déjà été remarquée sur le fjell : cette dissymétrie s'impose donc par delà l'opposition morphologique pourtant franche entre le domaine du fjell et celui des formes de dissection.

c. des implications morphogéniques multiples.

Une certaine lithodépendance de la répartition des modelés n'est sensible que dans les vallées et les dépressions les plus ouvertes ou les moins vigoureusement encaissées. Comme dans le domaine du fjell, elle est surtout vérifiée dans la région des Lofoten - Vesterålen, c'est-à-dire dans une région périphérique par rapport aux inlandsis quaternaires. L'absence de manteaux d'altérites dans les entailles des régions montagneuses de l'intérieur, et ce jusque sur des roches à priori altérables (micaschistes, gneiss à biotite) ou voisines de celles des Lofoten qui sont les plus sujettes à la désagrégation (mangésites cataclasées du massif du Sogn) peut indiquer un raclage plus efficace, plus complet, des formes de l'intérieur, même en dehors des grands axes de canalisation de la glace. Les implications quant à l'interprétation des formes correspondent aux deux grands types de modelés seraient considérables. La répartition des formes pourvues de manteaux morainiques montre d'ailleurs que, comme dans le domaine du fjell, il peut exister de considérables différences de dynamiques glaciaires d'une région à l'autre, malgré une apparente unité.

Mais rien n'indique que d'autres facteurs n'aient pas pu intervenir dans la répartition des modelés d'altération, tels qu'une configuration morphologique anciennement acquise peu favorable à un vigoureux remaniement glaciaire dans une région périphérique déjà largement disséquée à proximité du niveau de base (les formes "paléïques" périphériques évoquées par Ahlmann, 1919, et par Gjessing, 1967). Elle peut être également liée à des conditions bio-climatiques plus ou moins favorables à l'altération post-glaciaire et liées à l'altitude ou à la position géographique, ou encore à l'existence dans l'archipel des Lofoten - Vesterålen de roches beaucoup plus altérables que toutes celles du Sogn - Jotun. Dans toutes les hypothèses, les implications quant aux modalités de genèse des formes de dissection restent importantes.

L'importance des empreintes glaciaires et des autres processus froids dans les formes de dissection est telle que ces formes semblent constituer un domaine d'origine essentiellement "glaciaire". Mais pas plus que dans le domaine du fjell, il n'est possible d'établir à priori un lien entre les modelés ou même les formes de détail, et la genèse des grands volumes ; il est nécessaire de déterminer la part que les

glaciers et les autres processus froids ont effectivement prise à la genèse des formes, creusement, aménagement plus ou moins poussé, ou conservation de formes préglaciaires. Ainsi pourront être appréciées de façon nuancée les origines du contraste souvent brutal entre les formes de dissection et celles du fjell, et la part respective des séquences glaciaires et des héritages antérieurs dans la différenciation morphologique liée à cette opposition.

Cette approche pourrait rejoindre en partie le débat classique entre les "ultraglacialistes", pour qui les glaciers auraient entièrement façonné les formes de dissection qui portent leurs marques, les "antiglacialistes" (pour qui les glaciers n'ont qu'un rôle protecteur) et ceux qui conçoivent les formes de dissection "glaciaires" comme le résultat d'un aménagement plus ou moins poussé de formes pré-existantes (Tricart et Cailleux, 1967). A vrai dire, ce débat n'a guère eu lieu parmi les auteurs qui ont étudié les Scandes, puisque c'est cette dernière conception qui a toujours prévalu, depuis les travaux de Davis (1900), de Reusch (1901) et d'Ahlmann (1919). Dans cette optique, de nombreuses spéculations ont été menées sur l'ampleur de l'aménagement glaciaire (Mannerfelt, 1940 ; H. Holtedahl, 1960 ; Linton, 1963 ; Pippan, 1965 ; Gjessing, 1965 - 1966) et sur l'identification de vestiges de la dissection préglaciaire, dans les formes comme dans les réseaux (Gjessing, 1967 ,1977 ; Rudberg, 1976, pour ne citer que les plus récents).

Il n'est cependant pas question ici d'adopter à priori l'une de ces positions. L'étude des relations entre les modelés, les dynamiques reconnues et les types morphostructuraux servira de base à notre démarche. Mais il est évident que l'on peut s'attendre à un rôle de l'érosion glaciaire plus considérable dans l'aménagement des formes de dissection aux modelés rocheux que dans celui des vallées et dépressions tapissées de formations meubles autres que les accumulations postglaciaires : de telles formations indiquent en effet une action différente des glaciers, ainsi que la participation actuelle ou passée de processus de désagrégation non typiques des séquences et des environnements froids. La suite du chapitre est bâtie selon cette opposition.

II - LES ENTAILLES AUX MODELES ROCHEUX : UNE EMPREINTE GLACIAIRE OMNIPRESENTE MAIS INEGALEMENT PUISSANTE.

A l'image des parties raclées du fjell, les entailles aux modelés rocheux sont des lieux où les glaciers ont exercé une action érosive nette : les régolites préglaciaires et une tranche de roche saine d'épaisseur inconnue ont été enlevés. L'existence de nombreuses formes typiquement glaciaires, telles que les cirques, les grandes vallées calibrées, les surcreusements, les fjords et les systèmes de transfluence (Linton, 1963) montre d'ailleurs que cette érosion ne consiste pas en un simple raclage de topographies héritées : elle est indéniablement responsable d'un aménagement important des paysages, jusque dans certains de leurs éléments majeurs.

La participation des formes spécifiquement glaciaires à la différenciation morphologique est cependant variée, et c'est pourquoi l'on trouve également dans ce domaine des éléments moins typiques que certains auteurs n'ont pas hésité à ranger parmi les formes "paléïques" en dépit des marques évidentes du raclage glaciaire (systèmes de replats, vallées évasées des hauts plateaux de l'intérieur, amples vallées et bassins des régions de façade maritime : Ahlmann, 1919 ; Gjessing, 1967, 1977). L'organisation même d'une partie des systèmes de dissection présente d'ailleurs des analogies avec celle de réseaux hydrographiques qui n'ont jamais été englacés, comme cela a depuis longtemps été remarqué dans le bassin du Sognefjord (Ahlmann, 1919) ; elle peut très bien être héritée des temps préglaciaires. L'ampleur de l'aménagement glaciaire, et donc les modalités de la morphogenèse ont été largement discutées sur la base de telles comparaisons topographiques, et souvent à partir de positions de principe, ce qui revenait à supposer le problème résolu au départ.

De fait, les différentes associations de formes suggèrent des empreintes glaciaires inégales. Mais plutôt que de distinguer à priori des types de formes plus ou moins marqués par les glaciers, il nous paraît utile de mener l'essai d'identification des types morphogéniques en nous appuyant sur la distinction entre les grandes familles de formes de dissection telle qu'elle a été établie au début de ce chapitre. Par leur répartition et par leurs caractéristiques, celles-ci apparaissent en effet liées à la configuration morphologique d'ensemble des régions qu'elles entaillent, et donc aux conditions d'intervention des différents processus froids, en particulier celles des glaciers. Sans attribuer à cette configuration une origine entièrement préglaciaire,

puisque nous avons vu qu'elle a plus ou moins évolué au fil des glaciations (chapitre IV), nous considérons en effet, à la suite de Linton (1963), qu'elle conditionne largement la répartition des types morphogéniques, avec leurs modalités particulières d'exploitation des structures. Ce contrôle est particulièrement évident pour les formes de sculpture des massifs montagneux saillants (cirques, vallées-cirques), formes d'échelle moyenne dont les aspects, la répartition, et l'existence même sont conditionnés par la morphologie d'ensemble et les caractères des dynamiques froides. Son ampleur est plus délicate à déterminer dans les vallées et les dépressions, dont l'existence n'est pas uniquement explicable par l'intervention des glaciers. Nous tenterons néanmoins d'en apprécier l'influence dans l'organisation des systèmes de dissection et dans les modalités de l'aménagement des fonds. Cet essai de définition des rôles respectifs des glaciers et des autres types d'actions dans la genèse des paysages est complèté par l'analyse des modelés des versants, qui permet en outre de préciser la signification de la fréquente brutalité du contraste entre les formes de dissection et celles du fjell.

A. Les formes de sculpture montagnardes

1. Sculpture alpine et glaciations de montagne

a. cirques et glaciers de cirques.

L'aspect alpin de nombreux massifs montagneux et de certains rebords de plateaux dépend en grande partie d'un découpage plus ou moins poussé par des cirques et des vallées-cirques aux formes vives. Ces formes montagnardes, pour la plupart occupées actuellement ou récemment par des glaciers locaux, correspondent aux cirques de type A et B et de type N 1 et N 2 définis dans les montagnes de Laponie suédoise respectivement par Rudberg (1954) et par Vilborg (1977 ; tableau 18). Simples amphithéâtres ouverts sur les retombées externes des massifs, ou têtes de vallées encadrées par des arêtes montagneuses, ils se distinguent des cavités de nivation par leur ampleur, et ils diffèrent des "bouts du monde" profondément entaillés dans les hauts plateaux à la tête des grandes vallées par leur mode d'englacement ; en effet, ces derniers fonctionnent ou ont fonctionné essentiellement comme déversoirs des glaciers de plateaux ou des parties des inlandsis

Tableau 18 - Types de cirques en Laponie suédoise.
Classification d'après Vilborg (1977).

N1	Cirque bien développé, entaillé dans la roche en place ; vide ou partiellement occupé par un glacier ou des taches de neige.
N2	Forme du même type, moins bien développée, mais nette.
N3	Forme en "bol peu profond" (shallow bowl) : a ou paroi raide légèrement concave : b
N4	Formes "détruites" entaillées dans la roche en place.
N1 et N2	sont typiquement d'origine glaciaire ; N4 a pu ne jamais être façonné par un glacier local.

reposant sur ces plateaux.

Les cirques ainsi définis ont des dimensions très variables, mais ils présentent une incontestable parenté dans leurs formes et leurs proportions. Leurs caractéristiques communes sont celles qui ont été définies pour les cirques "mûrs" par Embleton et King (1968) : des contours plus ou moins semi-circulaires ou oblongs, des parois raides encadrant un plancher plat, surcreusé ou incliné vers l'extérieur, et un rapport entre la longueur du cirque et la hauteur de la paroi amont souvent situé autour de 3/1 (cf. aussi Sugden et John, 1976). Selon Haynes (1968), qui a tenté de quantifier les proportions des cirques écossais en apparentant leur profil en long à une courbe logarithmique du type $y = k (1 - x) e^{-x}$ (k variant de 0,5 à 2 selon la pente d'ensemble des cirques), cette tendance est sans doute liée à l'influence prépondérante des processus d'érosion communs à toutes ces formes, et tout d'abord à celle des modes d'écoulement de la glace (fig.124).

Dans tous les cirques qui possèdent ou ont possédé des glaciers locaux, le rôle déterminant de ces glaciers dans le façonnement des entailles a été reconnu depuis longtemps (Embleton et King, 1968). Il revient à Lewis et à ses collaborateurs (1960) d'avoir montré dans une étude désormais classique de deux glaciers de cirque du Jotunheim, les processus de ce façonnement. Le creusement d'un tunnel dans le Vesl - Skautbre (SW du Glittertind, pl. 7 ; Mc Call, 1960) a permis de montrer que ce petit glacier, dans les parties inférieures duquel la glace est proche du point de fusion, est animé par un mouvement de "rotational sliding" qui tend à compenser le déséquilibre créé par le poids de la neige accumulée dans la zone de névé et par l'ablation qui s'exerce au-dessous de la ligne d'équilibre. Ce mouvement, qui peut s'assimiler à celui d'un corps rigide en rotation (Lewis, 1960), s'accompagne d'un certain glissement sur le lit rocheux (fig. 124) et d'une remontée des couches de glace vers l'aval. Les structures visibles à la surface de la glace montrent que de tels mouvements existent dans les glaciers comparables (par exemple, les glaciers du Steindalsnosi, ph. 71) et jusque dans les plus petits glaciers même lorsqu'ils sont installés sur des lits inclinés vers l'extérieur, comme les petits glaciers accrochés au versant oriental du Rasletind, dans l'est du Jotunheim (ph. 72). Mais d'une façon générale, le profil fortement concave des cirques, voire la tendance au surcreusement des planchers

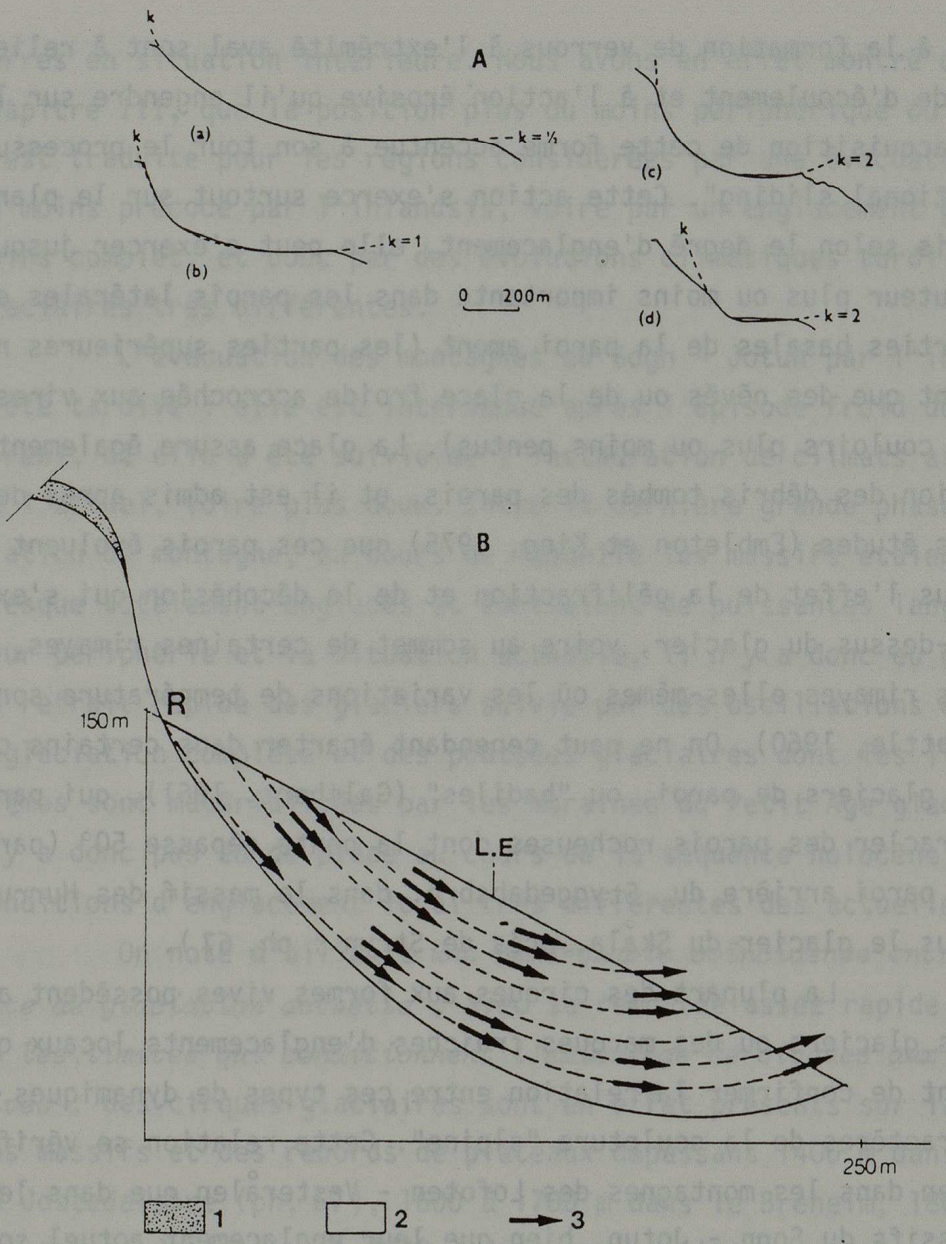


Figure 124 : Morphométrie des cirques glaciaires et caractéristiques dynamiques des glaciers de cirque.

A: profils longitudinaux de cirques écossais et courbes k - de type $y = k\,(1 - x)\,e^{-x}$ - : une coïncidence a pu être établie dans 81% des cas, sauf en d (an Lochan Uaine, Ben Macdhui, Cairngorm mountains). D'après Haynes, 1968.

B: Le glacier du Vesl Skautbre (massif du Glittertind, Jotunheim), d'après Mc Call (1960) et Birot (1981)
1: neige des pentes douces supérieures; R: rimaye; E: ligne d'équilibre;
2: glace
3: vecteurs vitesse mesurés.

et à la formation de verrous à l'extrémité aval sont à relier à ce mode d'écoulement et à l'action érosive qu'il engendre sur le lit ; l'acquisition de cette forme accentue à son tour le processus de "rotational sliding". Cette action s'exerce surtout sur le plancher ; mais selon le degré d'englacement, elle peut s'exercer jusqu'à une hauteur plus ou moins importante dans les parois latérales et dans les parties basales de la paroi amont (les parties supérieures ne possèdant que des névés ou de la glace froide accrochée aux vires et au fond de couloirs plus ou moins pentus). La glace assure également l'évacuation des débris tombés des parois, et il est admis après de nombreuses études (Embleton et King, 1975) que ces parois évoluent surtout sous l'effet de la gélifraction et de la décohésion qui s'exercent plus au-dessus du glacier, voire au sommet de certaines rimayes, que dans les rimayes elles-mêmes où les variations de température sont faibles (Battle, 1960). On ne peut cependant écarter dans certains cas le rôle de glaciers de paroi, ou "badiles" (Galibert, 1961), qui parviennent à racler des parois rocheuses dont la pente dépasse 50° (par exemple, la paroi arrière du Styggedabsbre, dans le massif des Hurrungane, ou sous le glacier du Skåla, près de Stryn : ph. 67).

La plupart des cirques aux formes vives possèdent actuellement des glaciers ou des marques fraîches d'englacements locaux qui permettent de confirmer la relation entre ces types de dynamiques et les caractères de la sculpture "alpine". Cette relation se vérifie aussi bien dans les montagnes des Lofoten - Vesterålen que dans les hauts massifs du Sogn - Jotun, bien que leur englacement actuel soit très différent.

b. les formes de sculpture et la glaciation de montagne actuelle ou récente.

Alors que les cirques des Lofoten - Vesterålen sont libres de glace à l'exception des parties hautes de quelques uns de ces cirques qui échancrent les sommets les plus élevés (Austvågøy, Hinnøy), ceux du Sogn - Jotun possèdent presque tous des glaciers ou des marques d'un englacement récent. Cette opposition correspond au contraste entre une région périphérique de basse altitude, et un ensemble de hautes

terres en situation intérieure. Nous avons en effet montré dans le chapitre III, que la position plus ou moins périphérique ou interne s'est traduite pour les régions considérées par une évacuation plus ou moins précoce par l'inlandsis, voire par un englacement plus ou moins complet, et donc par des évolutions climatiques tardi et post-glaciaires très différentes.

L'évacuation des montagnes du Sogn - Jotun par l'inlandsis a été tardive : elle est intervenue après l'épisode froid du pré - Boréal, et elle a été suivie de l'instauration de climats assez voisins de l'actuel, voire plus doux. Entre la dernière grande phase de glaciation de montagne, au cours de laquelle les massifs étaient encore presque totalement englacés et émettaient de puissantes langues vers leur périphérie et la situation actuelle, il n'y a donc eu qu'une phase de retrait rapide des glaciers suivie par des oscillations entre une déglaciation complète et des poussées glaciaires dont les limites extrêmes sont matérialisées par les moraines du Petit Age glaciaire. Il n'y a donc pas eu de place au cours de la séquence holocène pour des conditions d'englacement local très différentes des actuelles.

On note d'ailleurs *une remarquable coïncidence entre la limite de glaciation actuelle* , avec sa remontée assez rapide vers l'est, *et les limites qui conditionnent l'existence de cirques aux formes vives* : des cirques glaciaires sont en effet présents sur la plupart des massifs et des rebords de plateaux dépassant 1400 m dans l'ouest du Jostedalsbre (ph. 67), 1600 à 1700 m dans le Breheim, 1800 m dans l'ouest du Jotunheim et 2200 m dans ses parties orientales (cf. supra, chapitre 3, p. 458). Cette coïncidence est encore plus parfaite avec la limite de glaciation correspondant au Petit Age glaciaire, puisque des cirques aux formes vives, dont certains possèdent des moraines récentes ou même des glaciers résiduels entaillent des massifs situés légèrement au-dessous des limites actuelles (par exemple, le cirque embryonnaire logé dans le rebord est de la coupole sommitale du Kvitingskjølen, 2040 m, à la tête de l'ample berceau du Koppfly ; et surtout les magnifiques cirques en fauteuil du Stornautgarden et du Veslenautgarden, entaillés dans le flanc nord d'un massif situé sur le rebord oriental du Jotunheim et ne dépassant guère 2000 m d'altitude). Dans ce dernier cas, une configuration hautement favorable au

au maintien de la neige - une exposition au nord, à l'abri d'un lourd plateau sommital où l'effet de chasse-neige est maximum - compense l'altitude relativement modeste du massif, expliquant ainsi l'existence et l'ampleur de ce cirque. Il en est de même pour le cirque du Vesl - Skautbre, situé sur le flanc est du Skauthø (1995 m), à l'est du Visdal (Mc Call, in Lewis, 1960). A l'inverse, des configurations défavorables à la constitution de glaciers locaux expliquent l'absence de cirques, malgré des altitudes dépassant nettement la limite de glaciation actuelle ; c'est le cas de plusieurs bastions englacés du Breheim, qui ne dominent le fjell environnant que par des pentes douces plus favorables au large épanchement de la glace élaborée sur les plateaux sommitaux qu'à la constitution de glaciers indépendants sur les flancs (Spørteggbre, Harbardsbre).

La relative rareté et la répartition des cirques aux formes nettes dans le Jotunheim méridional et le massif du Sogn témoignent du même contrôle climatique et topoclimatique sur l'existence de glaciers de montagne et des formes associées. Ce sont d'excellentes conditions de suralimentation neigeuse qui expliquent la présence de petits cirques au sommet de la corniche orientale du Jotunheim des plateaux, bien que les altitudes ne dépassent guère 1700 à 1900 m (Mugnetind, Vennisfjell : ph. 53 ; Ranasongi). Plus à l'ouest, les cirques les plus nets se situent exclusivement sur les flancs est, nord-est et nord des petits bastions dépassant 1700 à 1800 m d'altitude, au-dessus des grandes auges qui descendent vers les fjords (Fresvikbre, Syrdalsbre ...).

La présence actuelle ou récente de glaciers dans ces cirques explique sans doute que leurs formes, très vives et accusées, s'opposent à celles des cirques, souvent situés à plus basse altitude, qui ne présentent aucune trace de fonctionnement post-glaciaire. Il n'est cependant pas question, comme le remarque Vilborg (1977) en Laponie, d'attribuer à cette brève phase de glaciation de montagne l'ensemble du façonnement et du creusement de ces cirques. Les volumes de matériaux entraînés par les glaciers holocènes et constituant des vallums morainiques dont les plus externes remontent à 1750 m environ, sont d'ailleurs toujours relativement modestes, et disproportionnés par rapport au volume total des escavations (ph. 71 et 74). On remarquera en outre que certains cirques n'ont été que très partiellement englacés

depuis la fin de la glaciation weichslienne. Dans le beau cirque du Glitterholet, ouvert à l'ouest au pied du Glittertind (ph. 74), le glacier s'est cantonné à la base de la paroi latérale sud, même lors du Petit Age glaciaire ; il n'existe cependant qu'une légère dissymétrie des parois rocheuses. *L'essentiel du façonnement des cirques actuellement ou récemment englacés est donc antérieur à l'Holocène.* L'englacement total sous la glace froide de l'inlandsis hors des maxima glaciaires n'est probablement pas favorable au creusement et au recul des parois, ce dernier processus impliquant d'ailleurs une part plus ou moins importante d'évolution subaérienne (Embleton et King, 1968). C'est donc lors d'interglaciaires analogues à l'actuel (début et fin de l'interglaciaire éemien) et surtout lors des interstades plus ou moins frais et au début des grandes phases glaciaires que ces cirques ont été occupés par des glaciers locaux et excavés ; les matériaux corrélatifs ont été évacués lors des plus puissantes phases de glaciation de montagne ou lors des maxima glaciaires. Outre une contribution à l'excavation de ces cirques, peu différente de celle qui s'est effectuée dans les cirques des Lofoten - Vesteråalen au cours de l'assez brève période tardiglaciaire (cf. infra, p.800), la glaciation de montagne holocène est surtout responsable du partage entre les cirques aux rebords francs et ceux, aux formes plus émoussées, que l'on trouve à plus basse altitude dans différents secteurs du Sogn - Jotun. L'existence de cirques entièrement hérités au-dessous des limites de glaciation holocènes montre en effet que des glaciations de montagne plus puissantes, dont l'évolution postérieure au Dryas récent n'offre aucun exemple, ont eu lieu, sans doute à de multiples reprises, et qu'elles ont probablement joué le rôle principal dans la sculpture des massifs montagneux.

c. les formes de sculpture entièrement héritées

Un certain nombre de cirques des *montagnes du Sogn-Jotun* ne montrent pas de moraines ni de formes vives dans les parois attestant un fonctionnement récent, post-weichselien. Le plus bel exemple est celui du Store Trastadalsvatn, un cirque profondément surcreusé qui entaille le flanc sud du massif Blåfjell - Synnøveskjer (1400 - 1547 m), à l'ouest du Sogndalsdal (pl. 6 et ph. 120) ; ses rebords rocheux sont grossièrement convexes, très différents de ceux des cirques

du même secteur qui sont actuellement englacés. Il n'est d'ailleurs pas exclu que ce cirque, comme beaucoup d'autres cirques en fauteuil suspendus à la tête des profondes auges qui dissèquent les annexes méridionales du Jostedalsbre autour du Fjærlandsfjord et du Sogndalsdal, ait principalement fonctionné comme un "bout du monde" où se sont déversées les glaces élaborées sur les petits plateaux environnants (pl. 6). Seule une relative constance de l'altitude de leurs planchers, entre 1000 et 1200 m, s'accompagnant d'une profondeur bien moindre que celle des véritables "bouts du monde" entaillés au coeur des ensembles de plateaux les plus importants, suggère un façonnement au moins partiel par des glaciers locaux. Ceux-ci ont probablement fonctionné lors des interstades, lors des débuts de glaciation, mais aussi pendant une brève période au cours des oscillations froides qui ont entrecoupé la disparition de l'inlandsis weichselien (stade de Gaupne, au cours duquel les annexes méridionales du Jostedalsbre n'ont plus connu qu'une glaciation locale. cf. supra, chapitre III, p.554).

Quelques cirques en fauteuil hérités existent également dans l'est du Jotunheim, et s'apparentent par leurs formes peu nettes aux cirques du type N 3 a de Vilborg (1977). Deux d'entre eux échancrent le flanc sud du massif du Kvitingskjølen au-dessus du Smådal, en contrebas d'un replat situé vers 1900 m d'altitude. D'autres, qui sont parfois assez bien développés et nets incisent le rebord est des plateaux du massif Refjell - Heimdalshø au-dessus du Døradal (Gråbeinholet), du Heimdal (tête du Neverådal), et du Sikilsdal (les deux cirques du Gravdal), malgré la situation très orientale du massif et son altitude assez modeste (1700 - 1800 m). Quelques uns de ces cirques présentent les marques d'un englacement local sans doute contemporain de la puissante phase de glaciation de montagne du Pré - Boréal, au cours de laquelle seules les grandes vallées du massif étaient parcourues par des langues de glaces transfluentes issues du Sjodal ; une limite de glaciation située vers 350 m au-dessous de l'actuelle suffit à expliquer cette phase d'englacement brève (quelques siècles) et modeste. Mais là encore, l'essentiel du façonnement remonte à des phases multiples antérieures au maximum weichselien et dont la durée totale reste très difficile à évaluer. D'une façon générale, les formes de cirques sont très rares dans les hauts plateaux du Jotunheim méridional

et sud-est, car tout abaissement important de la limite de glaciation se traduit avant tout par le développement de vastes glaciers de plateau. Ceux-ci se déversent dans les vallées en ennoyant les parois et en façonnant les amphithéâtres ou "bouts du monde" ("botner", "sekkedaler") aux flancs convexo-concaves qui constituent la tête de la plupart des vallées (les plus beaux exemples se situent entre le lac de Vang et le Hemsedal).

Peu nets ou émoussés par le passage des glaces de l'inlandsis les cirques hérités du Sogn - Jotun sont bien différents de ceux des montagnes de la façade maritime, dont les *Lofoten - Vesterålen* offrent le plus parfait exemple. En effet, ceux-ci sont aussi frais et bien développés que les cirques actuellement englacés des hautes montagnes de l'intérieur, et ils confèrent à l'archipel un aspect alpin tout à fait typique malgré l'absence quasi-totale de glaciers. Quelques uns de ces cirques ne montrent pourtant aucune trace d'englacement postérieur à la glaciation weichselienne. Ils correspondent à trois types de situations dont les conditions générales ont été exposées plus haut (chapitre III). Les uns sont des petits cirques en fauteuil et d'orientations variées (ouest, nord-ouest, mais aussi sud-est, voire nord ou nord-est) qui échancrent des plateaux et des petits massifs d'altitude modeste (300 à 500 m). Plusieurs cirques de ce type, aux rebords partiellement émoussés, existent sur Langøy (rebord ouest du massif de la Bøvetta, fig. 2 ; cirques des massifs de l'Åsantind, du Veggefjell, les plus petits cirques des massifs de Selvåg et d'Utskår, ainsi que ceux du massif migmatitique très découpé qui s'étend à l'est du Jørgenfjord et de Kråkeberget : pl. 4) ; il en existe également dans le nord de Moskenesøy (cirques du massif du Ryten, pl. 1) et sur Flakstadøy (cirque ouest du Skjelfjord ; cirque sud du Klotind : ph. 8). Les plus internes sont ceux qui dissèquent l'extrêmité est de Vestvågøy et le sud de Gimsøy, autour de Smorten (pl. 2) ainsi que l'est de Hadseløy (Stokmarknes ; Urvatn). Ne pouvant être englacés qu'avec une limite de glaciation abaissée au-dessous de 500 m, ils ne peuvent pas avoir fonctionné après le début du Tardiglaciaire (Dryas très ancien, cf. supra, Chapitre III, p.533), ce qui explique qu'ils soient restreints aux parties externes de l'archipel, évacuées les premières. Pendant leur brève existence, les glaciers lo-

caux ont d'ailleurs pu rejoindre les glaces de l'inlandsis aminci et en cours de retrait, ce qui explique l'absence systématique de moraines frontales. Il en est de même pour les parois de cirques tournées au nord ou au nord-est dans les vallées dissymétriques qui convergent vers Borge en disséquant le plateau central de Vestvågøy (Slydal, ph. 123). Un façonnement essentiellement anté-weichselien est donc probable (débuts de grandes phases glaciaires ou interstades au climat rigoureux), l'aspect souvent vif des rebords étant lié à une simple retouche tardiglaciaire.

Les autres cirques dépourvus de marques de glaciation locale postérieure au départ de l'inlandsis échancrent des massifs plus élevés et diffèrent peu, par leurs formes, de ceux qui ont fonctionné au Tardiglaciaire. Les uns doivent cette caractéristique à des orientations ou à des positions particulières ayant empêché l'existence de glaciers locaux au cours de la puissante poussée glaciaire du Dryas très ancien, qui a permis ailleurs le développement de glaciers de cirque juqu'au niveau de la mer (cirques orientés au sud dans les régions libérées par l'inlandsis, telles que Vestvågøy et Gimsøy : cirques du versant sud des Himmeltindene, cirque de Justad, petit cirque en van de Sundklakk : pl. 2 , 10 et 11 ; ou encore de grands cirques des régions évacuées ultérieurement : Sørdal, sur Hamarøy : cf. supra, chapitre III, p.533 et pl. 5). La position de ces cirques leur a assuré un englacement complet lors des maxima glaciaires, et leur fonctionnement ne peut être attribué, là encore, qu'à des phases de début de glaciation ou à des climats rigoureux d'interstades. Ils diffèrent en cela des cirques qui se situent sur les massifs les plus élevés, mais aussi les plus étroits et les plus déchiquetés des parties externes de l'archipel. En effet, certains grands cirques de Moskenesøy et de Flakstadøy ne possèdent pas de moraines frontales attestant une poussée glaciaire postérieure au maximum weichselien. Nous avons déjà suggéré (chapitre III, p.540) que cette absence est due à la présence d'ombilics ennoyés dans lesquels aucune formation frontale émergée n'a pu être édifiée par les glaciers locaux partiellement flottants (systèmes du Forsfjord - Kirkefjord, et du Selfjord, sur Moskenesøy, où l'on retrouve quelques tronçons de moraine partiellement émergée, comme à Reine : pl. 1 et ph. 124). Dans d'autres cas, cette absence fait plutôt envisa-

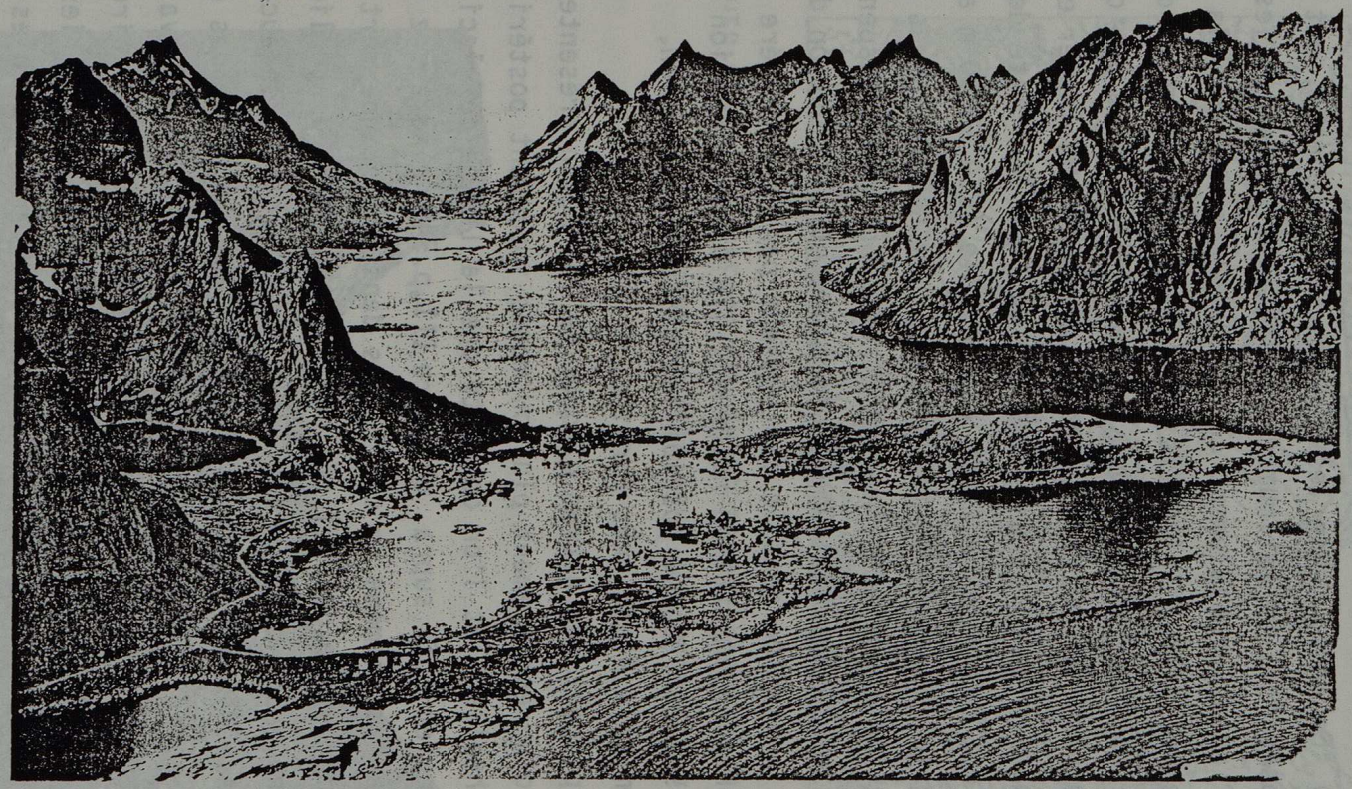


Photo 124 : Reine et le Kirkefjord (Moskenesøy). Vus vers le NW (photo Widerøe)

Fjords et cirques glaciaires entaillés dans les migmatites archéennes, en contre-bas de pics de 700 à 850 m d'altitude. Parois à diaclases courbes et couloirs de fractures et couloirs dans les versants. Reine est installé sur les portions émergées du verrou séparant le Kirkefjord (-135m) du Vestfjord (au premier plan).

ger l'absence d'englacement restreint comparable à celui de la plupart des autres cirques de l'archipel. Il en est ainsi des vastes et profonds cirques qui échancrent le flanc est de la crête axiale de Flakstadøy (cirques du Stortind, cirque du Storvatn, cirques de Nusfjord ; ph. 8 et fig. 125). Ceux-ci, comme les cirques de Moskenesøy, ont été lourdement englacés lors du maximum glaciaire, les crêtes et les pics environnants ayant probablement constitué des nunataks ; la glace a conflué avec celle de l'inlandsis canalisée par le Vestfjord et les différentes trouées de l'archipel. La configuration de ces cirques très profonds, au plancher surcreusé proche du niveau de la mer et dominé par d'immenses parois abruptes explique que dès que la limite des neiges permanentes est remontée de façon appréciable (250 à 300 m au-dessus du niveau de la mer au Dryas très ancien), la neige n'a pas pu s'y maintenir, si ce n'est en formant d'étroits appareils suspendus, et que les glaciers aient rapidement disparu. Cette situation de "tout ou rien" est renforcée dans le cas présent par le caractère médiocre des conditions d'alimentation neigeuse, lié à une situation d'abri qui n'est compensée par aucune possibilité de suralimentation, la crête sommitale étant très étroite.

La plupart des autres cirques de la région présentent les marques nettes d'un englacement plus ou moins important postérieur au maximum weichselien, et l'on constate que la limite de glaciation du Dryas très ancien (cf. supra, chapitre III, p.542) rend assez bien compte de la répartition même de ces formes dans une grande partie de l'archipel (y compris sur des reliefs dépassant à peine cette limite, comme le Husbykollen, sur Hadseløy, fig. 123). Cela ne signifie aucunement que leur genèse remonte au Tardiglaciaire, ni même que tous ces cirques ont été entièrement façonnés dans des conditions équivalentes à celles de cette période, puisque l'englacement tardiglaciaire n'a souvent été que partiel, voire limité à une paroi ou aux parties hautes des cirques. Certes, la configuration des moraines frontales - tout au moins celles des plus externes dans le cas des cirques qui ont connu plusieurs poussées glaciaires, de moins en moins importantes - atteste que de nombreux cirques ont été complètement englacés et donc soumis dans toutes leurs parties à la dynamique spécifique des glaciers de cirques (par exemple, la plupart des cirques de Vestvågøy qui éven-

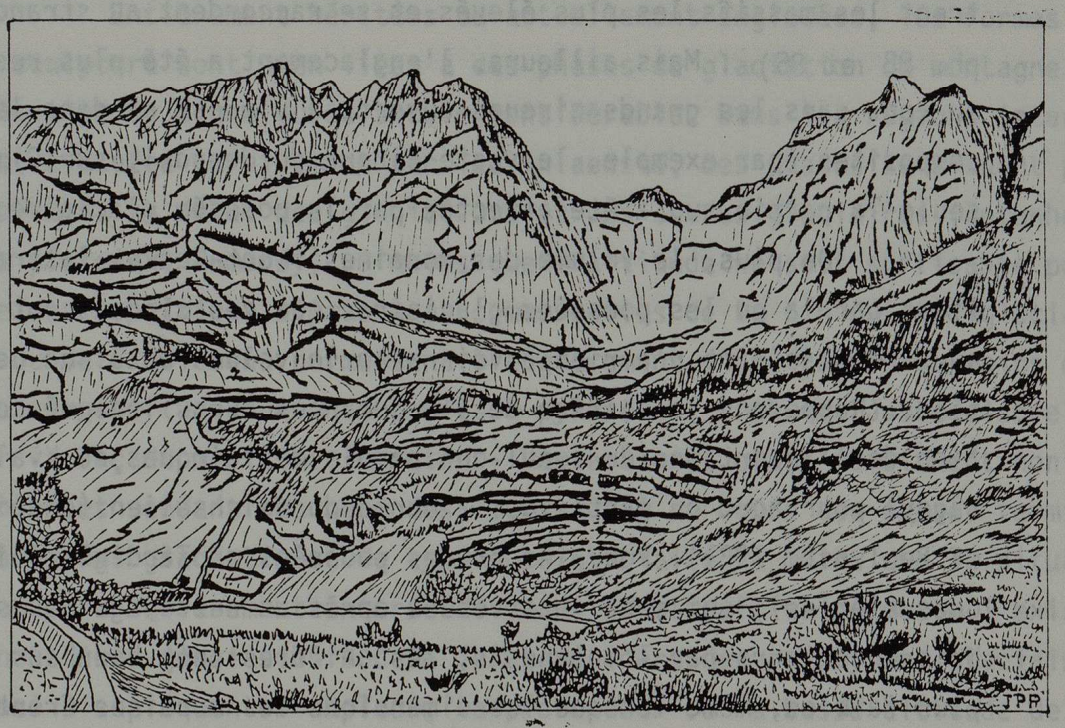


Figure 125 : Le cirque est du Stortind (Flakstadøy). Grandes parois à diaclases courbes dans les mangérites du massif axial de l'île.

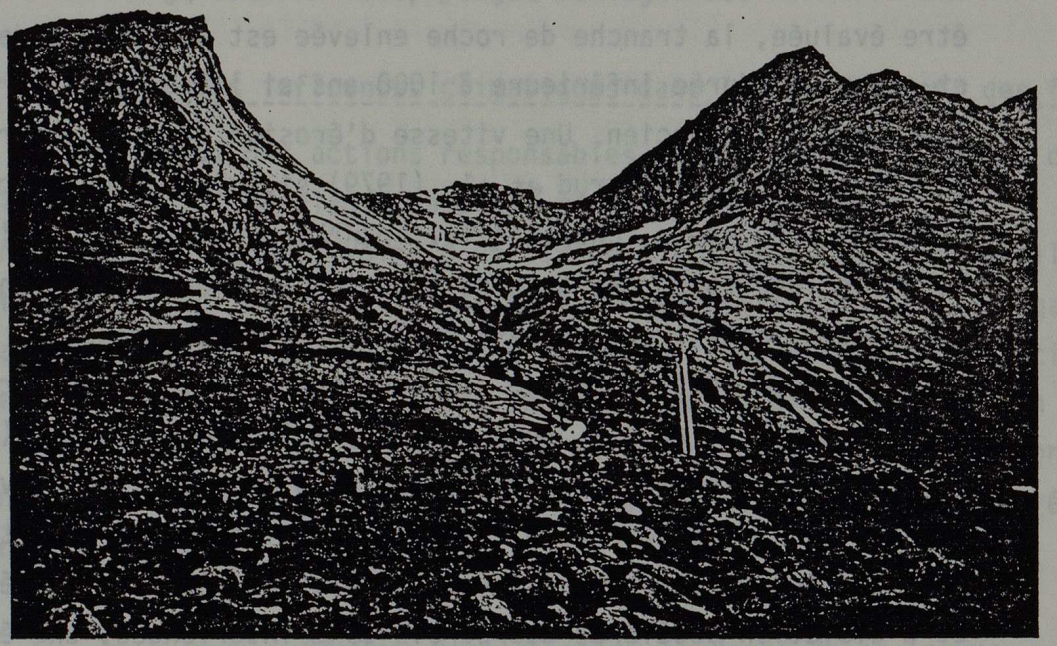


Photo 125 : Cirque suspendu dans le versant est du Skjelfjord (Flakstadøy). Systèmes de diaclases courbes, convexes, voire concaves dans les mangérites massives.

trent les massifs les plus élevés et se raccordent au strandflat : ph. 82 et 85) . Mais ailleurs, l'englacement a été plus restreint, surtout dans les grands cirques ouverts à l'ouest et dans les cirques composites (par exemple, le vaste cirque du Jenndal, sur Gimsøy, où seule la partie sud a été affectée par la poussée glaciaire : pl. 10).

De plus, le volume des moraines frontales et latérales édifiées par la ou les poussées glaciaires que ces cirques ont connues au Tardiglaciaire n'a rien à voir avec le volume total de ces excavations. Rappelons le chiffre de 5 m que nous avons indiqué comme estimation de l'importance du recul des parois des cirques de Kvalnes (Vestâgøy) pour tout ou partie de la durée du Weichselien (chapitre III et Peulvast, 1981). Pour les brèves poussées du Tardiglaciaire (quelques siècles), qui sont intervenues après un nettoyage poussé des débris antérieurs par l'inlandsis, les chiffres sont bien sûr beaucoup plus faibles, même lorsque les dimensions des moraines frontales sont imposantes par rapport à celles du cirque; nous avons tenté cette estimation pour le petit cirque du Måltind (653 m) dans le nord de Moskenesøy, en arrivant à un chiffre de 250 000 m3 pour 300 000 m2 de paroi rocheuse environ, dans un cirque de 800 m de longueur, 600 m de largeur et 300 m de profondeur en moyenne. Si l'on ne tient pas compte des matériaux arrachés au plancher, et dont la part relative ne peut être évaluée, la tranche de roche enlevée est de l'ordre de 0,80 m, et ce en une durée inférieure à 1000 ans si l'âge de la moraine est bien Dryas très ancien. Une vitesse d'érosion de 0,8 mm par an est proche de celle que Mangerud *et al* (1979) signalent pour le cirque de Kråkenes (cf. supra, chapitre III, p.509) ; mais avant de l'extrapoler pour conclure comme ces auteurs à une excavation rapide (en quelques dizaines de milliers d'années) de l'ensemble du cirque, on doit rappeler qu'une décohésion rapide des parois a pu intervenir après l'évacuation par l'inlandsis, sous l'effet de la décompression (les diaclases courbes ouvertes sont nombreuses dans les parois massives de ce cirque). L'estimation de la vitesse d'érosion ne se rapporte donc qu'à un événement assez bref, et même si d'autres périodes de décompression et d'évolution accélérée des parois sont intervenues, une élaboration beaucoup plus longue, comportant des phases d'évolution lente ou bloquée, est probable.

Entièrement héritées ou actuellement englacées, les formes de sculpture sont bien liées à des phases de glaciation de montagne, multiples et d'une durée totale considérable. Dans les régions internes, évacuées tardivement par les inlandsis, ces phases se situent probablement au début des glaciations et des stades glaciaires (Jotunheim des plateaux, Hamarøy), à moins que l'altitude ne soit suffisante pour que des conditions climatiques comme celles de la fin du Tardiglaciaire ou de l'Holocène permettent l'englacement d'une partie au moins de ces cirques (Jotunheim de gneiss à pyroxènes, Breheim, Jostedalsbre). Sur la façade maritime (Lofoten - Vesterâlen), elles se situent non seulement pendant ces périodes, mais aussi au cours des phases terminales des glaciations, de type Tardiglaciaire, à moins que la situation particulièrement externe de certains massifs ne permette l'existence d'une glaciation locale jusqu'au cours des paroxysmes glaciaires. Ainsi s'expliquent l'ampleur, la profondeur ou la basse altitude de certaines formes qui paraissent avoir été épargnées ou simplement retouchées par les phases de glaciation de montagne tardi ou post - Weichseliennes. Le *caractère incomplètement représentatif de ces phases récentes et des modelés qui leur sont liés, vis-à-vis de la genèse des formes de sculpture* doit être retenu dans une recherche des facteurs de l'organisation des paysages montagnards.

2. De fortes influences climatiques dans l'organisation des formes

Le cumul des actions responsables de la genèse des formes de sculpture, et les décalages dans les périodes de façonnement actif d'une région à l'autre, voire d'un cirque à l'autre, sont tels qu'il peut être difficile d'établir une relation systématique entre l'organisation des formes de sculpture et des conditions climatiques précisément définies. Cependant, les grandes tendances de la répartition des formes de sculpture reflètent une influence déterminante des conditions et des séquences climatiques propres aux montagnes des deux régions.

a. niveau inférieur de glaciation et degré de sculpture.

La fréquence des cirques et donc le degré de sculpture des massifs montagneux par les formes de glaciation locale sont maximaux sur les reliefs dont l'altitude dépasse largement la limite de glacia-

tion la plus basse qui soit compatible avec un caractère local de l'englacement (le "niveau inférieur de glaciation" mentionné en Laponie par Rudberg, 1954, et par Vilborg, 1977). Dans les deux régions étudiées, comme en Laponie, cette limite se rapporte à des conditions climatiques rigoureuses dont l'évolution tardi et post-glaciaire n'offre pas d'exemple ; on doit donc les placer lors des phases initiales des glaciations et des stades glaciaires, c'est-à-dire à des moments où la répartition de l'englacement n'est pas perturbée comme lors des phases finales des glaciations par la présence d'un inlandsis en déséquilibre avec les conditions climatiques.

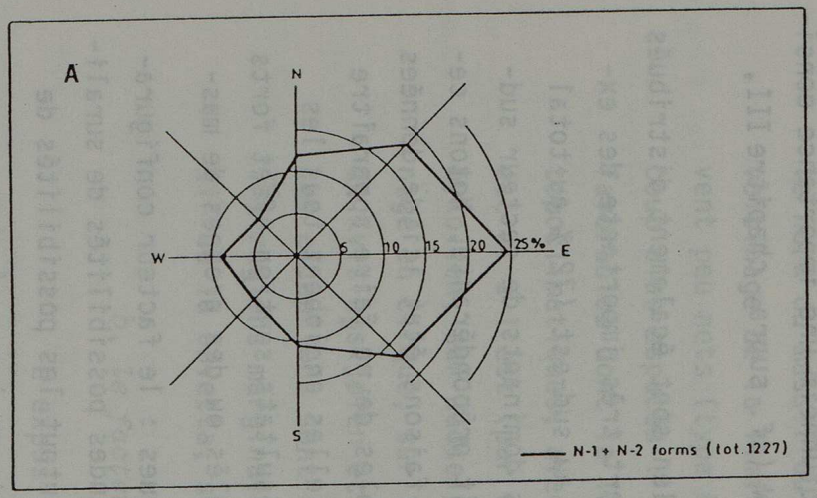
Le niveau inférieur de glaciation se situe vers 400 m d'altitude dans l'ouest de l'archipel des Lofoten - Vesterålen (Bergström, 1973), vers 600 m dans ses parties intérieures et sur la rive est du Vestfjord. Dans les régions du Sogn - Jotun, il passe de 1200 m environ à l'ouest (secteur de Balestrand) à 1800 m à l'est (secteur de Vang) et 1900 m au NE (Kvitingskjølen). Mais on constate que la dissection par les cirques n'est importante, et présente sur toutes les faces des massifs que lorsque ceux-ci dépassent de 200 à 300 m cette limite, et même 300 à 400 m dans les régions peu arrosées (ce qui explique la lourdeur des montagnes pourtant élevées de l'est du Jotunheim, comme le nord du massif du Glittertind ou le massif du Nautgardsting). Au voisinage de la limite inférieure de glaciation, les cirques sont souvent peu nets (type N3 de Vilborg, de dimensions plus réduites) et beaucoup plus espacés : ils se limitent à quelques sites particulièrement favorables dont la localisation révèle une influence accrue des facteurs topoclimatiques, avec des expositions systématiques au nord, au nord-est et à l'est (par exemple les petits cirques du versant nord du Hunsbykollen, sur Hadseløy :fig. 123 ; le versant sud-ouest du Slydal, aménagé en cirque, sur Vestvågøy, ph. 123 ; ou encore les cirques peu nets du Kvitingskjølen et du massif Refjell - Heimdalshø, tournés à l'est). Les exceptions sont rares, et elles ont surtout été rencontrées dans les régions marginales par rapport à l'inlandsis (cirque ouest du massif de la Bøvetta, sur Langøy, fig.2).

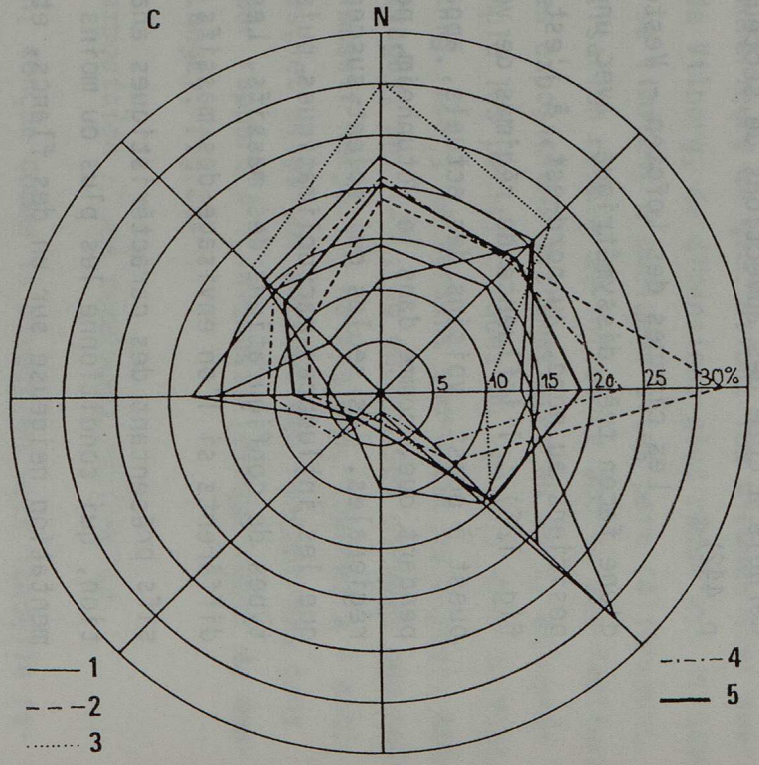
b. le facteur exposition : les tendances régionales

L'exposition, conçue comme la direction vers laquelle regarde la paroi amont du cirque, conditionne l'insolation, et donc les

possibilités de conservation de la neige (ce qui tend à favoriser les creux tournés vers le nord), mais aussi les possibilités de suralimentation neigeuse (optimales dans les creux tournés vers l'est, étant donné les directions des vents dominants dans les deux régions) : Embleton et King, 1975 , Sugden et John, 1976 ; Vilborg, 1977. Elle conditionne fortement la distribution des cirques et elle est donc à l'origine de dissymétries fréquentes dans les formes montagnardes. Ces dispositifs sont bien connus dans les montagnes de Laponie, où Vilborg (1977) a pu démontrer la prédominance des cirques tournés à l'est, puis au NE et au SE (fig. 126), liée essentiellement à la direction des vents dominants. Le Jotunheim et l'est du Breheim représentent un cas légèrement différent, puisque les cirques tournés au nord sont prédominants (22 %), suivis par les cirques exposés au nord-est et à l'est (17 et 16,5 %) et enfin au SE (13,5 % ; fig. 126) ; la proportion des expositions au nord-ouest n'est pas négligeable, et elle tend d'ailleurs à s'accroître vers la façade maritime (Pippan, 1965). La différence entre les deux régions est sans doute moins liée à la latitude (une certaine insolation estivale des versants tournés au nord est possible dans les montagnes de Laponie, mais n'engendre pas une ablation efficace) qu'à l'influence des vents et des précipitations hivernales de secteur SE qui prennent dans l'est du Jotunheim une importance considérable à côté des advections de secteur NW (cf. supra, chapitre III, p.442).

Les cirques des Lofoten - Vesterâlen sont également distribués d'une façon très dissymétrique, avec une part très importante des expositions au nord, au nord-est, à l'est et au sud-est (72 % au total fig. 126) ; l'influence de régimes de vents dominants de secteur sud-ouest à ouest, voisins des actuels, apparaît prépondérante. Notons cependant que, comme dans le Jotunheim, nous faisons état ici de données régionales, les seules qui soient susceptibles de ne faire apparaître que les influences macroclimatiques puisqu'elles englobent tous les types de configurations des massifs. Les résultats sont en effet forts différents si l'on envisage des massifs isolés ou des groupes de massifs présentant des caractéristiques analogues : le facteur configuration, qui conditionne les plus ou moins grandes possibilités de suralimentation neigeuse sur un des flancs, et surtout les possibilités de





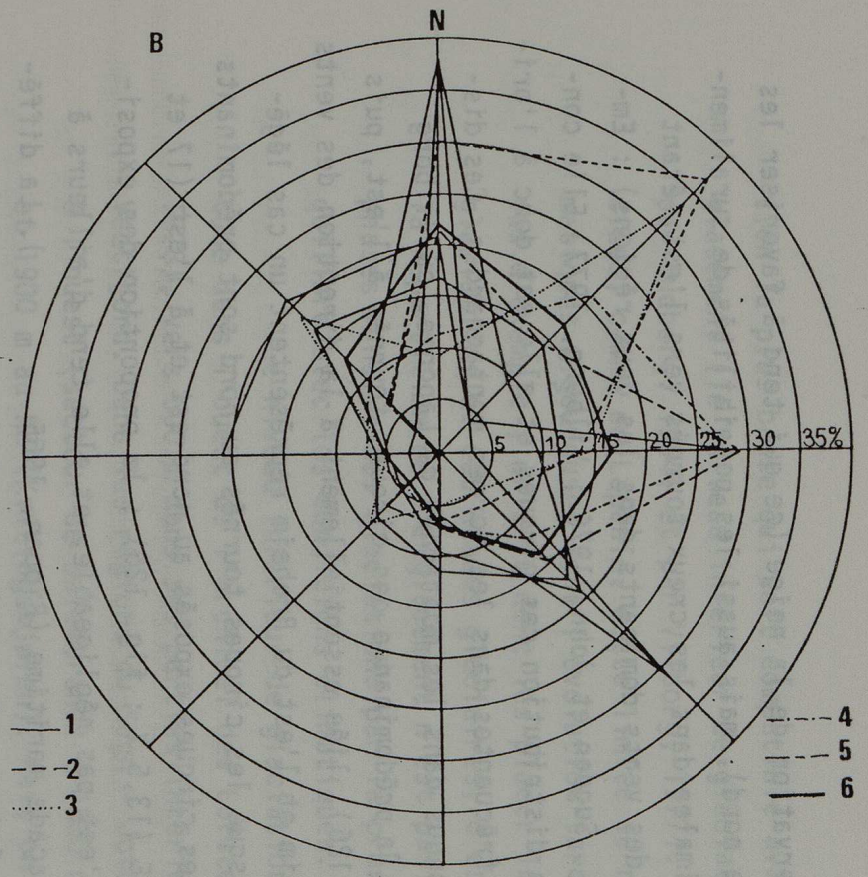


Figure 126 : Les expositions des cirques glaciaires de Laponie (A; d'après Vilborg, 1977), du Jotunheim (B) et des Lofoten-Vesteralen (C).

B: 1: Hestbrepiggan-Holåbre-Liafjell; Hurrungane-Fannaråki; Galdhøpiggen; Knutsholstind.
2: SW Jotunheim des gneiss à Px;
3: Smørstabb;
4: Glittertind-Veo-Memaru-Surtningssui
5: Kvitingskjølen-Nautgardstind-Besshø
6: total Jotunheim- E Breheim

C: 1: Moskenesøy, Flakstadøy, Austvågøy W.
2: Vestvagøy-Gimsøy
3: Hadseløy-lobe de Sortland
4: Langøy W
5: total archipel

développement des cirques (espacement, dimensions, forme) ajoutent alors leur influence à celle du macroclimat, ce qui explique des distributions de cirques très variées avec des expositions dominantes variant du nord au sud-est selon les massifs ou les groupes d'îles. Or, la configuration des massifs, et les conditions topoclimatiques qui en dépendent, sont liées aux grands dispositifs morphostructuraux, ce qui fait apparaître de fortes influences structurales, directes et indirectes, dans l'organisation des paysages de sculpture glaciaire.

c. climats, reliefs et répartition altitudinale des cirques.

La même remarque vaut en grande partie pour la distribution en altitude des cirques glaciaires (altitude du plancher, profondeur) bien que l'on retrouve là aussi l'influence de la position du niveau inférieur de glaciation et des limites climatiques par rapport au relief régional. On considère généralement, en effet, que les cirques tendent à se former au voisinage de la limite des neiges permanentes établie lors de leur fonctionnement (Trenhaile, 1977) et que leur plancher ne se situe pas à plus de quelques centaines de mètres au-dessous de cette limite (Embleton et King, 1975). Si l'on admet, comme Andersen (1968) que la limite des neiges permanentes se situe entre 150 et 250 m au-dessous de la limite de glaciation correspondante, on constate que les planchers de cirques peuvent théoriquement se situer au niveau de la mer ou au-dessous dans l'ensemble de la région des Lofoten - Vesterålen, et passer de 700-800 m dans la partie moyenne du Sognefjord (région de Balestrand), à 1400-1500 m environ dans l'est du Jotunheim.

Ces données sont largement confirmées par les faits, tout au moins dans les massifs dépassant nettement (de 100 à 200 m au moins) le niveau inférieur de glaciation. C'est ainsi que de nombreux cirques de Moskenesøy, quelle que soit leur exposition, présentent un plancher proche du niveau de la mer, voire surcreusé au-dessous (vallée-cirque de l'Åvatn, tournée à l'est ; cirque du Stokvikvatn, tourné à l'ouest ; cirque du Festhoelsvatn, tourné au sud-est ; Strøm, 1938). Sur les autres îles, les surcreusements au-dessous du niveau de la mer sont exceptionnels (Heimerdalsvatn, sur Vestvågøy, ph. 82), mais tous les massifs dépassant 450 à 500 m d'altitude et se détachant au-dessus du littoral ou des dépressions intérieures possèdent de profonds cirques en fauteuil dont les planchers plus ou moins plats se raccordent au

strandflat (par exemple les lobes du sud de Vestvågøy : ph. 85) ou sont suspendus à quelques dizaines de mètres au-dessus, et ce jusque dans des régions déjà internes (grands cirques du lobe de Sortland et de Hamarøy, pl. 3 et 5). Même les cirques tournés au sud partagent cette caractéristique (Vestvågøy : cirque du Justad, pl. 2). Seul s les cirques qui échancrent les parois des grandes auges et des vallées internes des plus grands massifs (intérieur de Moskenesøy autour du Kirkefjord et du Selfjord ; versant ouest de la crête axiale de Flakstadøy au-dessus du Skjelfjord : ph. 125 ; cirques de l'intérieur d'Austvågøy, comme ceux du versant sud de l'Olderfjorddal, par exemple : pl. 2) sont plus systématiquement suspendus à des altitudes plus élevées et présentent des fonds inclinés au point de s'apparenter dans plusieurs cas à des cirques en van. Plus courts que les autres, ils doivent leurs caractéristiques à un développement sur les versants raides de grandes vallées fortement englacées dès que les limites climatiques sont assez basses pour la formation de glaciers locaux. Mais on constate que des cirques peu profonds peuvent également correspondre à des situations où la suralimentation neigeuse est difficile, comme sur la retombée SE du massif des Himmeltindene, située sous le vent d'une crête très élevée et étroite (Ristind, 867 m, pl. 2) ou sur l'étroite retombée orientale du massif de Napp (cirque du Naptind, pl. 1).

Des cirques de faible profondeur caractérisent aussi les massifs les plus bas, ceux qui dépassent de peu le niveau inférieur de glaciation. Du fait de la quasi-absence de cirques tournés au sud ou à l'ouest sur ces massifs, il n'est guère possible de vérifier la relation établie par Olyphant (1977) entre la profondeur des cirques et leur exposition sur ces massifs peu élevés. On constate que s'il existe des cirques très peu profonds ne faisant qu'écorner le sommet de ces reliefs modestes (par exemple les cirques du Husbykollen , sur Hadseløy, fig.123), il en existe d'autres qui les entaillent profondément dans les rebords plus ou moins abrupts sur les dépressions voisines (par exemple sur Vestvågøy, les formes de cirques aménagées sur le flanc nord du Sundsheia - 291 m, fig. 127 - , dans le Slydal : ph.123, ou sur la retombée est du Hellfjell, pl.2). Il est donc difficile dans tous les cas d'établir une relation mathématique entre l'altitude des massifs et la profondeur des cirques, même si l'on constate avec Olyphant (1977) que l'altitude exerce une influence généralement plus forte lorsque les cirques sont exposés au sud et à l'ouest (Moskenesøy,

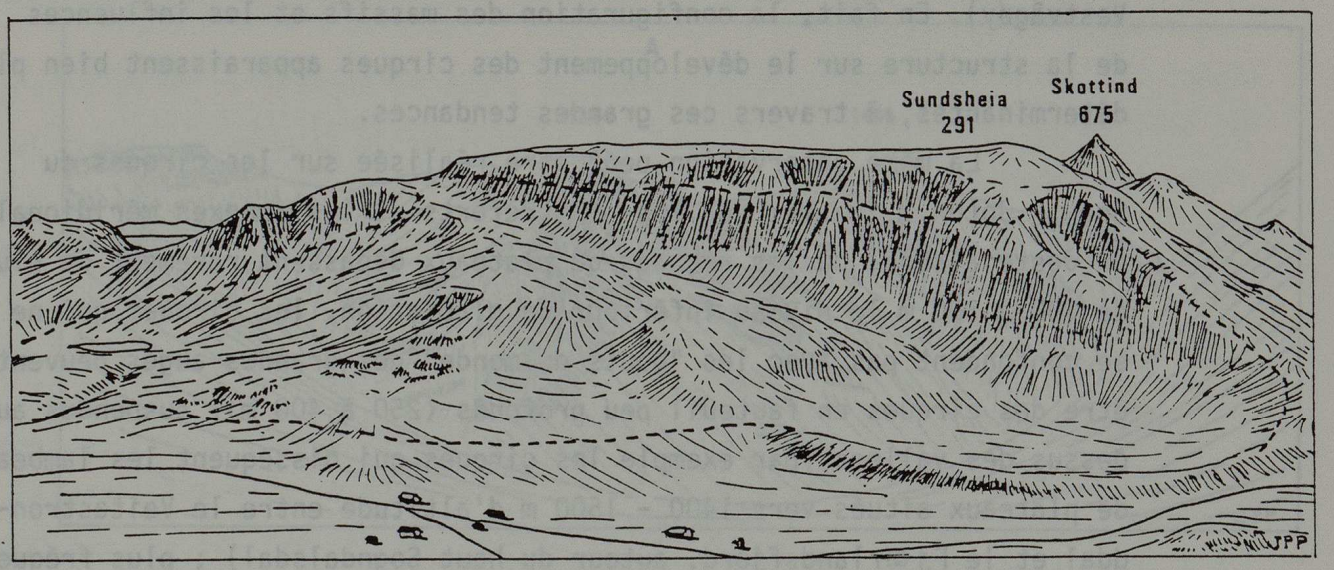


Figure 127 : Le cirque irrégulier du Sundsheia (Vestvågøy) et sa moraine frontale, vus vers le sud depuis le Hornsheia
tiretés : extension maximale probable du glacier local tardi-glaciaire.

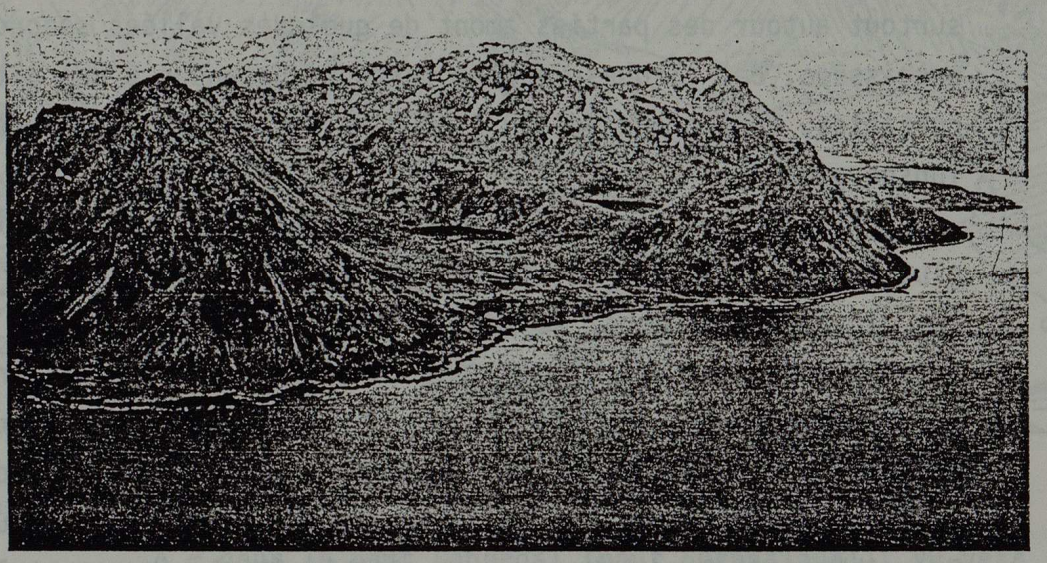
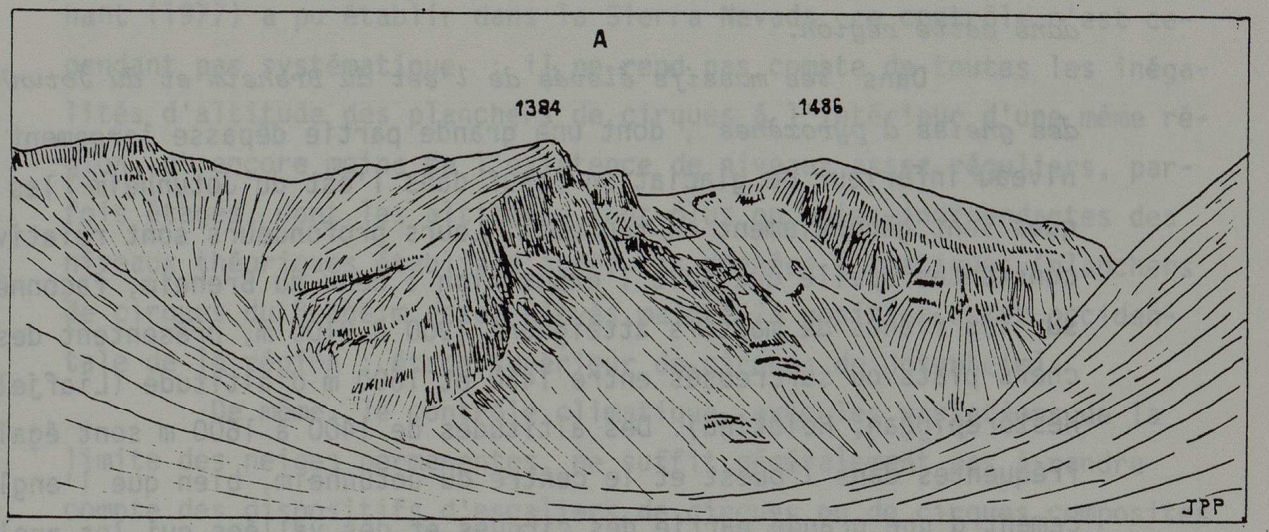


Photo 126 - Le cirque complexe de Brenna (façade nord-ouest d'Austvågøy). Vu vers le SSE

Vestvågøy). En fait, la configuration des massifs et les influences de la structure sur le développement des cirques apparaissent bien plus déterminantes, à travers ces grandes tendances.

La même observation peut être réalisée sur les cirques du Sogn - Jotun. *A l'ouest* sur les contreforts et les annexes méridionales du Jostedalsbre, où les rebords de plateaux dépassent rarement de plus de 100 à 300 m le niveau inférieur de glaciation, les cirques qui ne se confondent pas avec les "bouts du monde" des grandes auges peuvent être des cirques en fauteuil peu profonds (250 à 400 m), suspendus au-dessus des vallées (par exemple les cirques qui dissèquent les lambeaux de plateaux situés vers 1400 - 1500 m d'altitude entre le Veitastronddal et le Fjærlandsfjord, autour du haut Sogndalsdal) ; plus fréquemment, il s'agit de cirques en van diversement orientés qui échancrent les parties supérieures des flancs d'auge (versant ouest du tronçon NS du Sogneford à Balestrand ; cirques en van des vallées tributaires du haut Sogndalsdal : fig.128 ; cirques en van du versant est du Sâta, au-dessus du Tunsbergdalevatn ; cirques en van du rebord nord-ouest du Jostedalsbre et de ses annexes septentrionales, par exemple autour du lac de Stryn, ph. 67). Ce type de cirque peu profond, au fond très pentu, constitue la forme de sculpture prédominante autour du Jostedalsbre, et il apparaît plus comme une forme secondaire dans les hauts de versant des grandes auges que comme une forme de dissection à proprement parler. De même que les cirques en fauteuil, qui se développent surtout autour des parties amont de quelques vallées secondaires moins encaissées, ces cirques restent partout suspendus à des altitudes importantes, de l'ordre de 800 à 1000 m, et même 1200 m au-dessus du Tunsbergdal.

Les deux types de formes coexistent également parmi les cirques plus rares qui échancrent les bastions isolés du massif du Sogn, mais les cirques en fauteuil suspendus au-dessus des courtes et profondes auges tributaires des fjords sont encore moins fréquents (retombée nord du Skammadalshøgdi, du Blåskavlen). Les mesures des glaciers locaux apparaissent subordonnées par rapport aux amphithéâtres amont de ces vallées, et n'en affectent que les parties supérieures (pourtour du Fresvikbre, du Syrdalsbre...). Le faible développement et la profondeur modeste de ces cirques actuellement occupés en partie par la glace soulignent ici *le caractère marginal des englacements locaux par rapport*



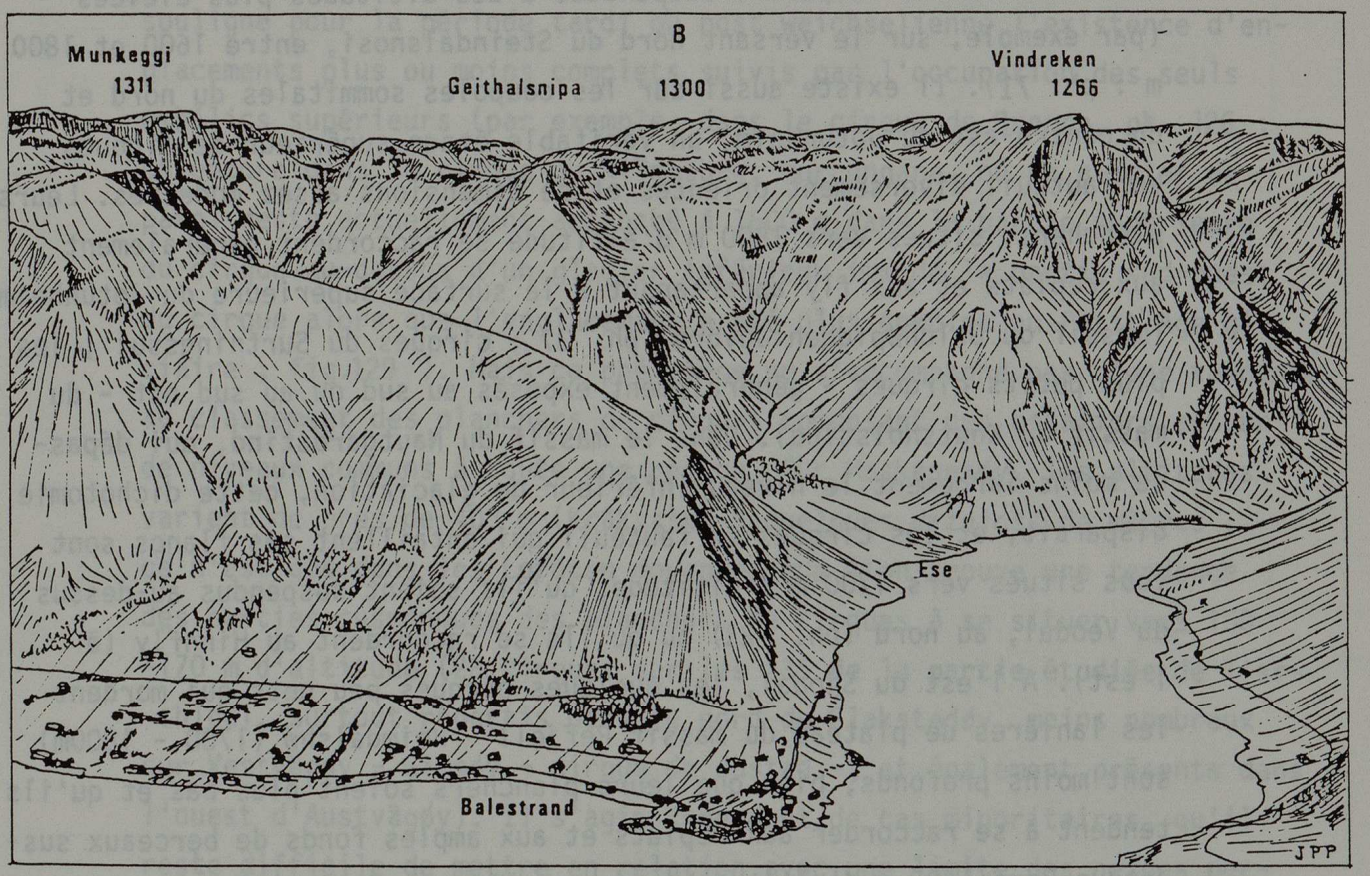


Figure 128 : Cirques en van de la périphérie du Jostedalsbre.

A - dans le haut Langedal (haut Sogndalsdal), vu vers le NW.

B - à l'ouest de Balestrand, sur les rives du Sognefjord (au premier plan) et de l'Esefjord, le cirque d'Esex (au centre), vu vers l'ouest ; dessin d'après photo aérienne Normann.

aux phases de glaciation de plateau et de glaciation générale prédominantes dans cette région.

Dans *les massifs élevés de l'est du Breheim et du Jotunheim des gneiss à pyroxènes* , dont une grande partie dépasse largement le niveau inférieur de glaciation (sauf dans l'est du Jotunheim) les cirques sont généralement en fauteuil. Leurs profondeurs sont relativement constantes quelle que soit l'exposition : ceux du Breheim, façonnés sur les flancs de massifs atteignant 1900 à 2100 m, présentent des planchers plats ou surcreusés entre 1450 et 1600 m d'altitude (Liafjell, Hestbrepiggan, Holâtind). Des altitudes de 1400 à 1600 m sont également fréquentes dans l'ouest et le centre du Jotunheim, bien que l'englacement d'une grande partie des cirques et des vallées qui les prolongent empêche l'appréciation exacte de la forme des planchers et donc de l'altitude de leur point le plus bas (ph. 38). On note cependant l'existence d'encoches de parois suspendues à des altitudes plus élevées (par exemple, sur le versant nord du Steindalsnosi, entre 1600 et 1800 m : ph. 71). Il existe aussi sur les coupoles sommitales du nord et du centre-est du Jotunheim, un véritable étage supérieur de cirques en fauteuil diversement orientés et de dimensions assez modestes. Leurs planchers, situés vers 1800 m d'altitude se raccordent généralement aux replats et aux fly appartenant à la surface supérieure du Jotunheim (massif du Galdhøpiggen:Juvbre, ph. 37 ; cirques du Surtningssui ; les plus petits cirques - généralement exposés au sud ou au sud est - du massif du Knutsholstind). Dans le massif du Nautgardstind, qui dépasse moins largement le niveau inférieur de glaciation, cette dichotomie disparait, et les cirques en fauteuil qui entaillent ses flancs sont tous situés vers 1700 m d'altitude, qu'ils soient suspendus au-dessus du Veodal, au nord (ph. 121) ou qu'ils se raccordent au Hinnfly (à l'est). A l'est du Sjodal, les quelques cirques peu nets qui mordent les lanières de plateau du massif Refjell - Heimdalshø (1700 - 1800m) sont moins profonds, bien que leurs planchers soient plus bas et qu'ils tendent à se raccorder aux replats et aux amples fonds de berceaux suspendus vers 1400 m d'altitude au-dessus des grandes vallées.

L'altitude et la profondeur des cirques dépendent en partie de l'altitude des massifs qui les portent et des conditions climatiques et topoclimatiques qui se sont succédées et répétées au cours des séquences glaciaires et interglaciaires. Assez conforme à celui qu'Olyp-

hant (1977) a pu établir dans la Sierra Nevada, ce contrôle n'est cependant pas systématique ; il ne rend pas compte de toutes les inégalités d'altitude des planchers de cirques à l'intérieur d'une même région, et encore moins de l'existence de niveaux assez réguliers, parfois étagés, dont les altitudes sont plus ou moins indépendantes des niveaux théoriques établis d'après les données climatiques (planchers de cirques du Breheim assez élevés malgré la position assez occidentale de la région ; étage supérieur de cirques du Jotunheim).

De même, le contrôle climatique, avec les variations de la limite des neiges permanentes, ne suffit généralement pas à rendre compte des dispositifs d'escaliers de cirques ou de cirques composites à éléments étagés tels que ceux qui existent sur Moskenesøy (pl. 1), sur Austvågøy (par exemple le cirque complexe de Brenna, pl. 2 et ph. 126). On note dans certains cas que la position des moraines frontales souligne pour la période tardi ou post weichselienne l'existence d'englacements plus ou moins complets suivis par l'occupation des seuls ombilics supérieurs (par exemple, dans le cirque de Brenna, ph. 126 ; ou encore dans le cirque du Riīngsbre, Hurrungane, où un glacier de paroi reste actuellement accroché à 1600 m dans la partie supérieure du cirque au-dessus d'un glacier inférieur issu de la partie sud-ouest du cirque alors que l'englacement a été plus complet au Petit Age glaciaire ; fig.129). Mais ce phénomène ne s'accompagne pas d'une tendance au classement des planchers de cirques composant ces escaliers autour de niveaux communs à toute une région. Sur Moskenesøy, les altitudes varient de près de 400 m (Kråkvatn) à quelques dizaines de mètres ; ce n'est que dans les Lofoten moyennes que l'on trouve une tendance des parties suspendues des planchers de cirques à se situer vers 150 -170 m d'altitude (28 cirques sur les 235 de la partie étudiée de l'archipel, surtout répartis dans le nord de Flakstadøy, moins nombreux sur Vestvågøy - Gimsøy - cirque de Justad -, et également présents dans l'ouest d'Austvågøy). Il s'agit cependant de cas minoritaires, qu'il reste difficile de mettre en relation avec une limite des neiges permanentes durable et susceptible de se fixer à de multiples reprises au niveau correspondant. On peut d'ailleurs penser que le stationnement temporaire ou prolongé de fronts de glaciers sur les verrous - gradins souvent élevés qui limitent les parties internes des grands cirques

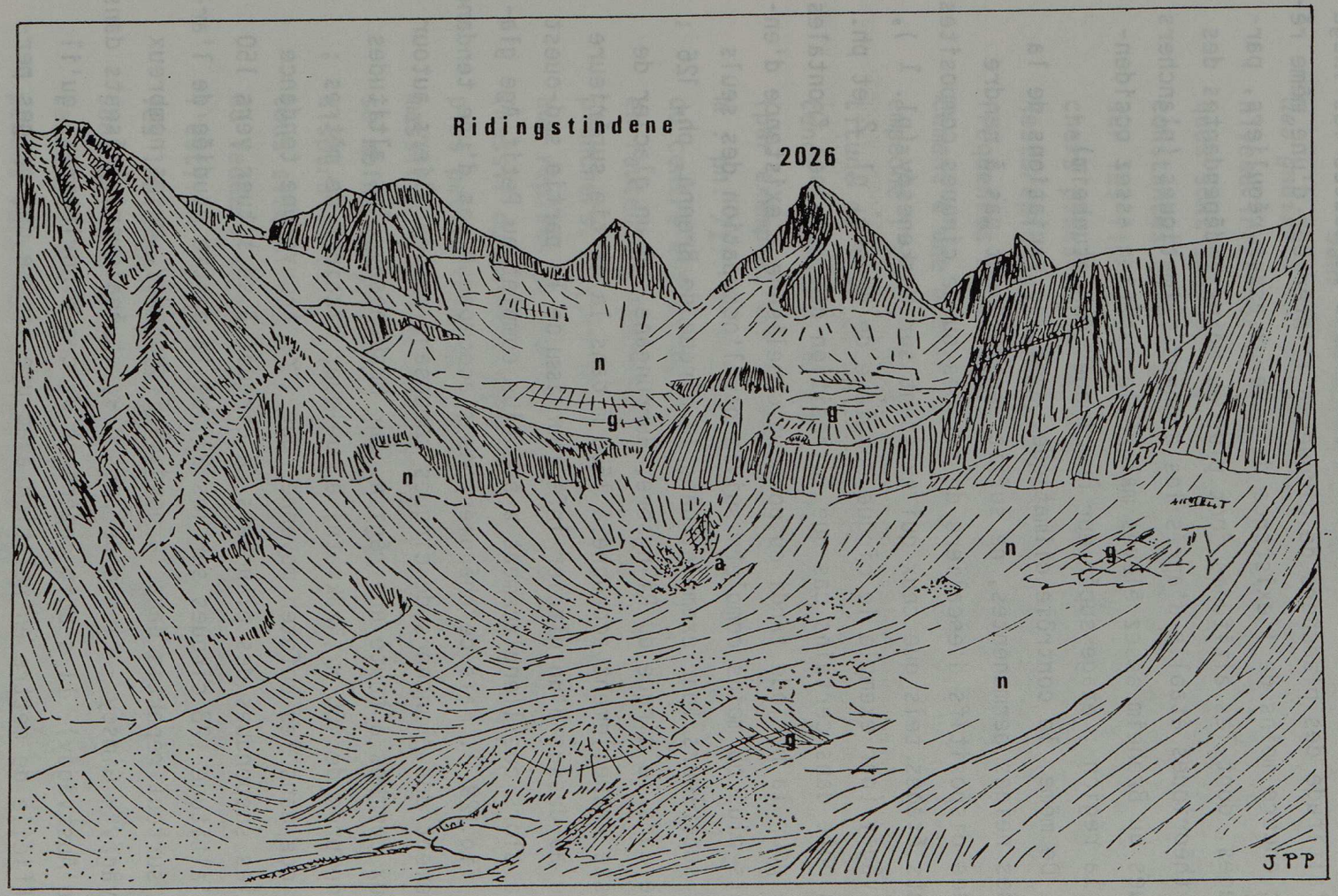


Figure 129 : Le cirque complexe du Riingsbre (massif des Hurrungane), vu vers le SE depuis le contrefort nord des Soleitindene.

n: neige ; g: glace vive, séracs ; a: cônes d'avalanches (chutes de séracs). pointillés: moraine (moraines latérales et d'ablation).

composites peut résulter de l'impossibilité de ces glaciers de déborder sur les faces aval des verrous à moins qu'ils ne soient assez importants pour occuper l'ensemble des cirques ; une belle illustration de cette situation est fournie par la partie suspendue du Riingsbre (Hurrungane), dont le front s'écroule périodiquement sur le glacier inféfieur. Dans ce cas, le façonnement d'un cirque suspendu à l'intérieur d'un grand cirque qui fonctionne lors des phases d'englacement local maximal, est facilité par l'existence d'une rupture de pente qui tend à s'exagérer et dont la position peut aussi bien refléter une influence climatique - niveau préférentiel de stationnement de glaciers à certains moments - qu'un élément structural ayant influencé la configuration du cirque. Remarquons d'ailleurs qu'une fois amorcé, un tel dispositif peut se maintenir et même s'exagérer jusqu'au cours des phases d'englacement complet.

3. Les formes de sculpture et l'exploitation de la structure

a. une distribution influencée par les grands dispositifs morphostructuraux.

Les contrôles climatiques sur la disposition des cirques (fréquence, exposition, altitude et profondeur) ne sont jamais systématiques, même si les grandes tendances régionales reflètent bien la position de la limite inférieure de glaciation locale par rapport à l'altitude des massifs. La configuration même des massifs influence fortement les possibilités de développement des cirques, ce facteur étant à l'origine des nombreuses disparités qui ont été constatées dans l'aspect des formes de sculpture.

Les cirques mordent plus ou moins profondément les flancs des bastions suffisamment élevés se détachant sur des plates-formes, et ceux d'interfluves compris entre des vallées plus ou moins profondes et espacées. En ce sens, on comprend bien que les systèmes de cirques se développent surtout sur les roches les plus résistantes, souvent les plus massives, telles que les migmatites et les mangérites non cataclasées des Lofoten - Vesterâlen, ou encore les orthogneiss granitiques et les gneiss à pyroxènes du Sogn - Jotun (Pippan, 1965). Le livre I et le chapitre IV nous ont permis de montrer que la configuration des reliefs saillants est généralement guidée par la structure, que ce soit le résultat d'une individualisation par la tectonique (horsts

des Lofoten) ou plus généralement par l'érosion différentielle. Or, selon leur allongement et leur orientation, ces reliefs ne peuvent pas être entaillés de la même façon par les cirques glaciaires sur toutes leurs faces, et ce pour de simples raisons géométriques, les seules que l'on puisse réellement invoquer en l'absence d'indications sur l'existence et la répartition d'entailles préglaciaires initiales (Trenhaile, 1977).

L'analyse des diagrammes figurant l'exposition des cirques nous a déjà permis de souligner l'importance de ce facteur (fig. 126). L'analyse des diagrammes établis pour les différents massifs ou groupes d'îles des deux régions considérées fait ressortir de grandes disparités. Les types de répartition dans la région des Lofoten - Vesterâlen reflètent bien les grands types morphostructuraux qui ont été décrits dans le chapitre 1. La grande fréquence des cirques de Moskenesøy exposés au SE (31 %, à comparer aux 15 % de la moyenne régionale) est liée au grand développement des retombées abruptes tournées au SE ou à l'est, aussi bien sur la côte est que sur les crêtes individualisées le long des parties internes du Kirkefjord et du Selfjord ; cette caractéristique est également à l'origine de la relative abondance des cirques tournés à l'ouest. Flakstadøy, avec ses massifs étroits allongés NS, présente un cas assez analogue, bien que les cirques plus diversement orientés du large et complexe massif de Napp fassent apparaître une plus grande proportion d'expositions ouest et nord-ouest. Les systèmes de cloisons montagneuses subméridiennes et NE - SW de Vestâgøy et de l'ouest de Langøy montrent une remarquable similitude dans la répartition de leurs cirques selon l'exposition, avec une nette prépondérance des cirques tournés à l'est (32 % et 23 % respectivement) ; celle-ci est liée à la grande fréquence et au caractère souvent jointif des cirques qui entaillent le versant est de nombreux petits massifs isolés et allongés nord-sud, sous le vent de lambeaux de plateaux où l'effet de chasse-neige est très marqué (par exemple, sur les lobes dissymétriques du sud de Vestvâgøy : pl.2). Les cirques exposés au nord, également assez nombreux (20 % environ) découpent les retombées nord et nord-ouest des cloisons NE-SW (Vestvâgøy), voire les extrémités pourtant étroites des massifs nord-sud (lobe de Kvalnes, pl.9). La prépondérance des cirques tournés au nord, au nord-est et au nord-ouest

(70 %) sur Hadseløy et sur le lobe de Sortland (Langøy) traduit la disposition de ces plateaux massifs, allongés EW ou NE - SW (la relative fréquence des cirques exposés au SE, due au découpage poussé du rebord SE du lobe de Sortland, résulte également de cette configuration). A l'inverse, l'ouest d'Austvågøy, qui se compose de massifs diversement orientés et de toutes dimensions , présente la distribution la plus proche de la moyenne régionale ; la proportion un peu plus forte d'expositions nord et nord-ouest est en partie due à la forte sculpture glaciaire du versant sud de l'Olderfjorddal, allongé parallèlement à une grande faille ENE - WSW sur 12 km (12 cirques tournés au NW et au N).

Des influences analogues sont décelables dans la distribution des cirques qui entaillent les massifs montagneux du Sogn - Jotun. Le cas le plus typique est celui des massifs étroits de l'est du Breheim (Liafjell, Hostbrepiggan, Holåtind - Hestedalshøgdi). Ceux-ci s'allongent de l'ENE à l'WSW au NW du Sognefjell et du couloir du Bøverdal, et le Hestbrepiggan est séparé du massif du Holåtind par le sillon du Medal - Lundadal qui est en partie guidé par une grande zone de broyage (cf. supra, chapitre II, p.278). Leurs 33 cirques incomplètement jointifs (sauf dans le Holåtind, réduit à quelques horns) sont pratiquement tous tournés au nord et au SE, conformément à l'exposition des talus bordiers les plus longs ; les cirques tournés au nord sont d'ailleurs les plus développés, les plus longs (Ytstebre, Heimstebre ; Ytre Gjelåbre : 4 km), à l'exception du vaste cirque englacé du Holåbre, tourné à l'est. Le massif des Hurrungane - Fannaråki, allongé du NNE au SSW parallèlement à la faille de l'Utladal, représente un cas assez semblable (33,5 % de cirques exposés au nord, 19 % au SE) ; de même, la prédominance des cirques exposés au nord-ouest (17 %), au nord (17 %) et au SE (17 %) dans le massif du Knutsholstind reflète un allongement ENE WSW parallèlement à la faille de Lærdal - Gjende. Ce sont les seuls cas où l'on puisse relever une nette influence des structures calédoniennes sur la répartition des cirques. L'absence d'empilements complexes de nappes analogues à ceux des montagnes de Laponie sudédoise et la position du "glint" calédonien au voisinage ou au-dessous de la limite inférieure de glaciation ne permet pas de retrouver ici l'influence des fronts de charriage tournés à l'est sur une orientation préférentielle des cirques telle qu'elle a été soulignée par Rudberg (1954)

et Vilborg (1977).

En revanche, les structures internes de la nappe du Jotun, qui contrôlent l'individualisation des massifs montagneux, influent sur la disposition des cirques. Ainsi, le massif grossièrement triangulaire du Galdhøpiggen, qui se termine en pointe vers le sud entre le Leirdal et le Visdal, est découpé par des cirques principalement orientés à l'ouest, au nord-ouest et au nord (63 % au total), et à l'est (29 %). Le massif de Smørstabb en diffère surtout par un élargissement au sud, au-dessus du Gravdal, ce qui autorise l'existence de quelques cirques exposés au sud ou au sud-ouest. Par contre, la prédominance des cirques exposés à l'est dans les massifs orientaux reflète plus une contrainte accrue des conditions topoclimatiques sur leur répartition que l'influence des grands dispositifs morphostructuraux. Dans tous les cas, il existe de nombreux cirques non jointifs, et le maintien entre les cirques voisins de lanières de versants lourds, voire de véritables facettes triangulaires (Hurrungane (ph.98) appartenant à des retombées dont l'élaboration n'a rien à voir avec les phénomènes de glaciation locale (Chapitre IV) montre bien que c'est la disposition des cirques qui a été influencée par la configuration des massifs, acquise avant les glaciations ou liée au façonnement des grandes vallées, et non l'inverse.

La même question se pose pour *l'altitude des planchers* de cirques. De nombreux cirques sont suspendus au-dessus des vallées et des plates-formes qui environnent les massifs saillants, avec des écarts plus ou moins grands par rapport aux tendances régionales de la distribution en altitude. Mais nous avons également noté la fréquence des cirques dont le fond se raccorde à la plate-forme côtière ou aux surfaces planes d'extension régionale. C'est le cas dans l'ensemble de la région des Lofoten-Vesterâlen, où leurs planchers sont très rarement surcreusés au-dessous du niveau de la mer (Moskenesøy) et où des cirques se raccordant au strandflat se rencontrent dans toutes les situations, jusque sur les flancs de reliefs dépassant à peine la limite inférieure de glaciation. C'est aussi le cas des "étages de cirques" dont nous avons noté l'existence dans l'est du Breheim et dans le Jotunheim. La fréquence des fonds de cirques situés entre 1400 et 1600 m d'altitude correspond en fait à un raccord avec les éléments de la surface prin-

pale du Sogn qui servent de piédestal à de nombreux massifs ou qui constituent des replats plus ou moins larges sur leurs flancs (les plus beaux exemples se situent sur le pourtour du Hestbrepiggan, pl. 7 et ph. 27). De même, on peut établir un lien entre l'altitude assez constante des cirques de l'étage supérieur, entaillés dans les plus hautes coupôles sommitales, et le raccord systématique de leur plancher avec les éléments de la haute surface du Jotunheim qui entourent ces sommets vers 1800 m d'altitude. Dans les deux cas, seuls les cirques qui se prolongent par des vallées encaissées possèdent des fonds situés plus bas que ces niveaux (vallées-cirques du sud du massif du Galdhøpiggen, et surtout les cirques situés à l'amont des vallées radiales des Hurrungane, pl. 7). Cette disposition des formes de glaciation locale évoque *un véritable blocage de l'érosion au niveau du piedestal des massifs* , même si le niveau qui aurait théoriquement pu être atteint se situe beaucoup plus bas (étage supérieur des cirques du Jotunheim) ; nous avons d'ailleurs pu montrer dans le cas du Hestbrepiggan et du Nautgardstind que c'est bien ce blocage au niveau d'une plate-forme pré-existante qui est intervenu, et non un façonnement de la plate forme par coalescence de planchers de cirques situés à des altitudes similaires (cf. Supra, chapitre IV). Une telle hypothèse reste à discuter dans le cas du strandflat (chapitre V), mais les faits déjà exposés ne contredisent pas l'opinion de Gjessing (1967), selon qui la préexistence de surfaces de type pédiment aurait déterminé en grande partie le niveau des planchers de cirques, et les grandes fréquences de cirques seraient dues à de hauts degrés de dissection préglaciaire multipliant les reliefs et les versants susceptibles d'être entaillés. Compte tenu des réserves déjà émises sur la signification chronologique et sur l'interprétation morphologique des formes majeures - celle des aplanissements en particulier - nous retiendrons surtout que la disposition des cirques paraît être fortement influencée par les grands dispositifs morphostructuraux dans lesquels ils se sont inscrits. De même, la position et la morphologie des cirques sont largement guidées par les structures internes des massifs.

b. la localisation des cirques et la structure.

L'existence de relations entre les caractéristiques des

cirques glaciaires et la structure a été reconnue depuis longtemps. Vogt (1911-1912) et Ahlmann (1919) ont mis en évidence le rôle des inégalités de fracturation des roches dans le développement des cirques de Moskenesoy et la localisation des surcreusements, mais il revient à Strøm (1945, 1948) d'avoir établi un lien entre la forme d'ensemble des cirques et la structure. Cet auteur oppose en effet les cirques courts et profondément surcreusés de Moskenesøy, dont il met les formes en rapport avec une érosion essentiellement "verticale" exploitant des zones de fractures au sein de roches par ailleurs très massives, et les grands cirques allongés à fond plat, des Rondane, qui devraient leurs formes à une grande fissilité des sparagmites permettant le recul rapide des parois et la destruction des verrous. La position même de ces cirques est implicitement attribuée à l'exploitation de zones de faiblesse, mais la plupart des auteurs préférent mettre l'accent sur l'influence de la localisation et de la configuration des entailles préglaciaires à partir desquelles ils auraient évolué sous l'effet de la nivation puis de l'érosion glaciaire (Ahlmann, 1919 ; Embleton et King, 1975, Trenhaile, 1977). C'est ainsi que dans son étude du massif des Syv Søstre (au-dessus de Sandnessjøen, sur la retombée côtière du Nordland), Svensson (1959) attribue la présence exclusive de cirques sur le versant nord-ouest à une dissymétrie initiale du drainage renforçant l'effet des différences d'insolation.

Dans tous les cas, ce type d'origine est difficilement vérifiable, le développement des cirques ayant effacé toutes traces de l'entaille initiale. Dans certains cas, l'aspect des reliefs dans lesquels les cirques sont entaillés semble même exclure l'existence d'entailles initiales importantes (Linton, 1963), si tant est que cet aspect soit resté peu modifié au cours de toute la période de façonnement des cirques. C'est ce que suggère par exemple la localisation du petit cirque suspendu à l'extrémité de l'éperon arrondi qui prolonge le Sœterfjell vers le NW, entre les grandes vallées - cirques du Vatndal et de Dalheim, sur Hadseløy (fig. 123). Le cirque du Vesljuvbotn, entaillé dans une haute colline convexe à l'extrémité nord du massif du Galdhøpiggen (ph. 37) ne semble pas non plus avoir évolué à partir d'un vallon, mais plutôt à partir d'un rentrant à peine esquissé dans le versant convexo-concave dominant le Juvfly. Seuls quelques cirques peu marqués, comme

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

ceux qui constituent un des versants de courtes vallées dissymétriques (Slydal, sur vestvågøy, ph. 123) ou comme les ébauches de cirques du Kvitingskjølen situées à la tête d'amples vallons où l'aménagement glaciaire est modeste (cf. supra, chapitre IV) présentent les marques indiscutables d'une intervention conjointe de l'érosion par les glaciers de cirque et d'un processus de creusement non glaciaire, sans doute ancien mais se poursuivant actuellement. Quelques cirques du nord du massif du Glittertind, également situés à la tête d'amples vallons suspendus, ont sans doute une origine analogue (Smiugjelsbre, pl. 7). Enfin, quelques cirques de Vestvågøy semblent bien représenter le résultat de l'aménagement de certaines dépressions du système de défonçage des plateaux de mangérites et d'orthogneiss monzonitiques, celles qui se sont trouvées sous le vent des parties les plus élevées de ces plateaux et qui ont constitué de bons pièges à neige. Par exemple, le cirque qui échancre le flanc est du Sletheia, dans le lobe de Mortsund, dérive visiblement d'une dépression analogue à l'amphithéâtre émoussé qui, entaillé juste au nord dans une partie moins élevée du plateau, n'a été raclé que par les glaces de l'inlandsis (pl. 11). Ailleurs, l'encaissement brutal dans les surfaces doucement ondulées, ou le recoupement des parois rendent impossible l'identification de tout vestige d'entaille préglaciaire.

L'influence de la disposition et de l'importance inégale des entailles préglaciaires est cependant probable aussi dans le cas des vallées - cirques longues de plusieurs km. Celles-ci sont nombreuses sur Moskenesøy (Åvatn, Trolldalsvatn, systèmes du Kråkvatn et du Solbjørnvatn), sur Vestvågøy (vallées - cirques des massifs d'Eggum, de Kvalnes - Dalsvatn), sur Gimsøy (Jenndal), sur Austvågøy, sur la retombée nord de Hadseløy et du lobe de Sortland, dans l'ouest de Langøy (grand cirque de Nykvåg) et enfin dans le Jotunheim (massifs de Smørstabb, du Galdhøpiggen, des Memurutindene, du Glittertind, etc). On constate simplement que ces vallées cirques, qui constituent aussi les entailles les plus larges et les plus profondes quelle que soit leur orientation, ont généralement une direction conforme à la pente des surfaces sommitales, chaque fois que celles-ci sont conservées (par exemple, sur le massif d'Eggum, ph. 82). On peut donc penser que de courts vallons "conséquents" et centrifuges entaillés dans les flancs

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

des massifs au fur et à mesure de leur individualisation ont constitué d'excellents pièges à neige initiaux, déjà étirés jusqu'au coeur des massifs, et par conséquent en bien meilleure position pour évoluer vers de grandes formes de cirques que les petits rentrants, ravins, niches ou couloirs, qui échancrent les retombées plus raides ou d'origine plus récente (petits cirques ébauchés au cours des glaciations sur les versants d'auges ou bien sur les talus réaménagés par les grands glaciers ou par la mer, par exemple).

Les caractères de la dissection initiale sont donc sans doute très influents sur le degré de sculpture des massifs montagneux. Mais dans tous les cas, l'aménagement glaciaire, qu'il soit modeste ou qu'il représente l'essentiel de l'action de creusement, a suffi à imprimer aux formes un cachet entièrement original, caractérisé par la présence constante des mêmes éléments constitutifs (plancher rocheux raboté : surcreusé ou non, parois raides, seuil ou verrou à l'aval) et par une certaine constance des proportions (Embleton et King, 1975). On ne peut donc rendre compte de la localisation, des dimensions et de la morphologie des cirques que par l'analyse des relations entre les types de dynamiques glaciaires autorisées par les conditions climatiques et la configuration des massifs d'une part, et d'autre part par la structure.

Les cirques glaciaires peuvent évoluer à partir de creux d'origine quelconque façonnés dans les versants des massifs et sans doute approfondis initialement par nivation (Embleton et King, 1968). Ces creux peuvent se localiser sur des accidents structuraux importants (failles, zones de fractures...), mais aussi correspondre à des entailles mineures dont la localisation sur les versants relève de conjonctions de facteurs parmi lesquels l'influence de la structure est restreinte ou difficile à démêler (espacement régulier des ravins sur les flancs d'un massif à la structure apparemment homogène, comme l'affirme Svensson, 1959 ; creux initiaux façonnés dans un matériel plus ou moins altéré et maintenant disparu. Dans ces conditions, *il est rare que l'on puisse établir une relation simple entre la présence d'un accident structural important et la localisation d'un cirque*. En ce sens, les cirques des montagnes scandinaves sont bien différents de ceux des massifs volcaniques récents, comme le Mont Dore ou le Cantal, où Y. Veyret (1981)

a pu démontrer que les glaciers n'avaient fait qu'aménager de grandes dépressions structurales d'origine volcanotectonique et préglaciaire. Dans les montagnes qui doivent avant tout leur différenciation morphologique à l'érosion, les grands accidents structuraux guident plutôt les contours mêmes des massifs ; dans leurs flancs, les cirques apparaissent plutôt comme des entailles subordonnées, avec des longueurs de 2 à 5 km au maximum pour les plus grands des cirques, comme ceux de Moskenesøy ou du massif de Smørstabb).

Quelques exceptions existent cependant, par exemple sur Hamarøy où les grands cirques composites du Sørdal et du Strømsvatn s'organisent le long de grandes zones de fractures EW ou ESE - WNW qui guident également des cols de basse altitude dans leurs parois orientales (pl. 5). Dans le Sørdal, les formes de cirques sont d'ailleurs localisées dans le flanc sud de ce qui apparaît plutôt comme une courte vallée de ligne de faille. Les autres exceptions importantes se situent dans le sud-ouest du Jotunheim des gneiss à pyroxènes, où plusieurs cirques allongés et actuellement englacés exploitent les zones de fractures et les structures stratifiées précambriennes, orientées NW - SE ; ils se prolongent d'ailleurs par des vallées de même direction (Skogadalsbre, Urdanosbre, Mjølkedalsbre : ph. 40 et fig. 58 ; cf, supra, chapitre II, p.305). Ce sont d'ailleurs ces mêmes structures qui contrôlent la localisation et la configuration de quelques petits cirques qui entaillent obliquement le versant sud des vallées EW tributaires de l'Utladal (par exemple, le cirque de la face nord du Kjelledalstind, suspendu entre 1800 et 1580 m d'altitude) au-dessus du Morka - Koldedal pl. 7). Mais il s'agit en fait de sortes de larges couloirs pentus (plus de 35 à 40°) encaissés d'une centaine de mètres au plus dans des parois d'auges, et qui ne différent des couloirs englacés des sommets alpins que par une section et un fond plus larges (300 à 400m). Egalement présentes dans les parois mêmes de certains grands cirques (par exemple, à l'intérieur du cirque du Jenndal, sur Gimsøy, pl. 10), de telles entailles constituent des formes de transition avec les couloirs d'avalanches momentanément occupés par des névés ou par de la glace froide peu mobile.

Dans tous les autres cas, de la niche de paroi au cirque en van et aux plus grands des cirques en fauteuil, le creusement glaciaire et le recul des parois ne mettent que localement en valeur des struc-

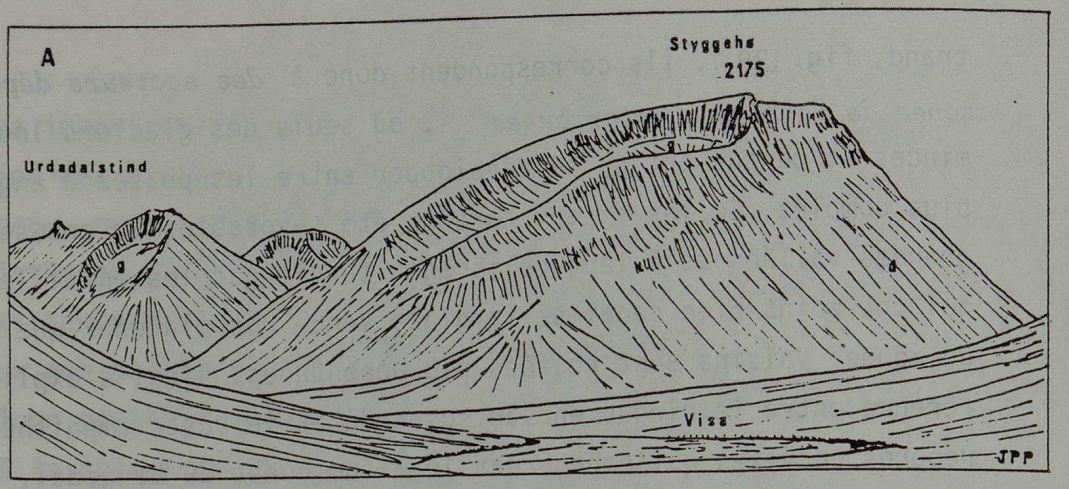
tures importantes, failles, fractures ou contacts lithologiques. L'évolution des cirques, par recul des parois et abaissement du plancher rocheux, est guidée de façon plus ou moins contraignante par les caractéristiques mécaniques des roches (Strøm, 1945, 1948) et surtout par l'existence de zones de faiblesse mécanique (Ahlmann, 1919). Certains creux ont pu ainsi s'agrandir plus rapidement que les autres, surtout si leur position a été favorable à l'accumulation de la neige ainsi qu'à la fréquence et au caractère prolongé des englacements locaux. A son tour, cet agrandissement a facilité l'accumulation de la neige, parfois dans une partie du cirque seulement, lorsque les conditions d'englacement ont été marginales ; le processus peut théoriquement se poursuivre jusqu'à ce qu'un recul trop important aux dépens du massif ou un recoupement avec les cirques voisins n'entraînent un abaissement des sommets et des parois rendant plus difficile la constitution de glaciers (Svensson, 1959). Ces facteurs rendent donc compte dans une grande mesure de la diversité des positions des cirques dans les massifs et de leurs dimensions inégales. Mais l'influence directe de la structure s'exerce surtout sur les formes mêmes des cirques - tracé en modelés de portions de versants, profil du plancher - sur leur configuration, sur leurs dimensions, plus que sur leur localisation.

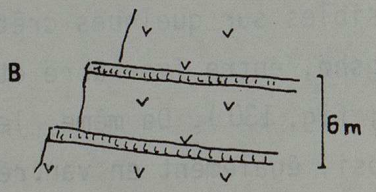
c. les formes des cirques et la structure

Parmi les formes simples, *les cirques en van* , au fond incliné vers l'extérieur, sont largement minoritaires. Ils caractérisent surtout les flancs des grandes vallées glaciaires bien calibrées, et ils sont donc rares dans la région des Lofoten - Vesterâlen (versant sud de l'Olderfjorddal). De même que ces grandes vallées, ils se rencontrent essentiellement dans les roches les plus massives, à faible macrodivision, telles que les orthogneiss du Jostedalsbre. Particulièrement nombreux sur les flancs du Fjærlandsfjord et de ses tributaires, ainsi que sur ceux du haut Sogndalsdal, de la vallée de Veitastrond et du Leirdal (flanc E du Sâta), ils ont évolué à partir d'échancrures mineures dans les hauts de parois d'auges. Les rentrants plus importants ont pour la plupart évolué en "bouts du monde" à la tête de courts vallons affluents, ou en cirques en fauteuil suspendus, à quelques exceptions près (grand cirque en van d'Ese, à l'ouest de Bales-

trand, fig. 128). Ils correspondent donc à *des secteurs dépourvus de zones de faiblesse importantes* , où seuls des glaciers locaux assez minces et pentus ont pu se développer entre les phases d'englacement plus complet. Celles-ci ont surtout été favorables au creusement des grandes vallées et à leur calibrage, tandis que les entailles mineures, qui ont moins bien canalisé la glace venue des plateaux que les "bouts du monde" voisins sont restées peu accentuées. Ainsi s'explique la différence entre le cirque en van suspendu et le vaste amphithéâtre aux rebords convexes qui échancrent le flanc ouest du Langedal, à la tête du Sogndalsdal (fig. 128). La même explication s'applique aux cirques en van du haut Visdal, assez exceptionnels dans la région des gneiss à pyroxènes, et visibles sur quelques crêtes et éperons entre des auges confluentes (Struggshø, entre Tverråbre et Visdal ; Urdadalstind, entre Visdal et Urdadal ; fig. 130). De même, le cirque oriental de la face nord du Steindalsnosi, également en van, résulte de l'action d'un glacier de paroi peu épais installé à forte altitude (1650 m) au-dessus de l'ombilic de l'øvre Herrvatn (1302 m ; SW du Sognefjell, ph. 71). Il échancre le rebord d'un épais banc de gneiss à pyroxènes en faible pendage SE que recoupe un versant légèrement oblique par rapport au front NW de la nappe du Jotun (ph.70). L'évolution du cirque ainsi formé, avec un plancher bloqué à un niveau élevé dans la paroi par des roches particulièrement massives, est bien différente de celle du profond cirque occidental en fauteuil qui est né 150 m plus bas, sur le revers d'un banc sous-jacent de métagabbros massifs ; dans ce dernier, un glacier plus épais a pu creuser le plancher et faire reculer les parois de façon plus efficace grâce à la présence au-dessus du replat initial d'une épaisse intercalation de roches plus fortement mylonitisées. La configuration des versants entaillés et les conditions structurales contrôlant le type d'englacement apparaissent donc déterminantes dans la formation de tel ou tel type de cirque.

Les glaciers de paroi accrochés à des pentes de 30 à 40° et plus sont généralement minces (quelques dizaines de mètres), mais ils peuvent, à l'instar des "badiles" définis dans les Alpes par Galibert (1965) glisser et exercer une incontestable action de raclage, comme en témoignent les modelés de roches moutonnées présents sur les parties de leur lit actuellement libres de glace (par exemple, à l'aval du gla-





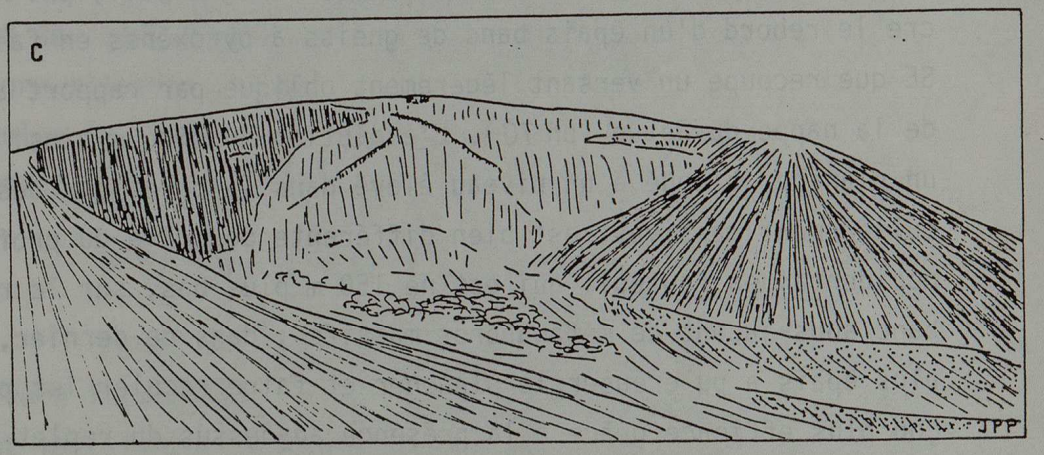


Figure 130 : Cirques glaciaires dans les gneiss à pyroxènes du haut Jotunheim.

A - les cirques du haut Visdal, vus vers le SSW depuis Spiterstulen. Cirques en van, asses exceptionnels dans le Jotunheim. g : glace ; d : versant à diaclases courbes.

B - Mise en valeur des plans de cisaillement et des veines de pegmatites au sein des gneiss à pyroxènes, dans les parois du cirque du Gjuvbre (d'après Battey, 1960).

C - Le cirque du Kjelen (massif du Galdhøpiggen), vu vers l'WNW depuis le Styggebre (alt. 2.000 m.). Cirque à la paroi arrière à diaclases courbes, entre deux hautes croupes revêtues de pierrailles de gélivation, un névé est plaqué sur une partie de cette paroi et une grande plaque s'en est récemment détachée; à droite moraines latérales de 1750 et subactuelle.

cier suspendu d'Oppstryn : ph. 67). Mais ce raclage s'accompagne d'un creusement limité, sans doute en liaison avec l'impossibilité pour la glace d'acquérir une épaisseur importante, et surtout du fait de la massivité des roches sans laquelle le cirque aurait sans doute évolué vers une forme en fauteuil. Dans le cas du cirque en van du Langedal, la glace s'est contentée de déblayer les volumes affaiblis par la décompression dans la convexité sommitale, les diaclases courbes ainsi mises en valeur guidant le profil convexe du lit (fig. 128). Le profil des éperons conservés de part et d'autre de ces cirques est d'ailleurs grossièrement parallèle à celui du lit, ce qui souligne le caractère assez mineur de la retouche des versants que constitue leur formation. Les versants évoluent par rupture latérale des dalles individualisées par la décompression dans les parois d'auges plus que par suite d'une décompression liée au creusement du cirque ; leur hauteur est en effet limitée, généralement de l'ordre de 100 à 200 m. Leurs tracés plus ou moins anguleux sont dans certains cas guidés par les diaclases et les fractures verticales qui ont facilité le départ des dalles d'exfoliation (cirque en van du Langedal, fig. 128).

Les *formes en fauteuil* sont de loin les plus communes parmi les cirques simples, et elles présentent généralement des proportions proches de celles qui ont été définies par Haynes (1968). *Quelques uns de ces cirques entaillent des dispositifs stratiformes en pendage plus ou moins faibles* : ils comptent parmi ceux qui présentent les formes les plus géométriques, avec un hémicycle de parois abruptes et un plancher peu ou pas surcreusé dont le profil est en partie guidé par les systèmes de joints peu inclinés. A la différence de massifs comme les Rondane où de tels cirques constituent la règle (Strøm, 1945), ce type morphostructural est peu représenté dans les régions étudiées, qu'il s'agisse des Lofoten - Vesterâlen où les structures stratiformes sont rares, ou du Sogn - Jotun où elles correspondent généralement aux régions les moins élevées, celles qui sont dépourvues de cirques. Le cirque occidental du Steindalsnosi, mentionné plus haut, appartient à cette catégorie. A son développement sur une paroi élevée et raide il doit l'exceptionnelle importance du rapport entre la hauteur de sa paroi arrière et sa longueur (sensiblement 1/1). Au caractère stratiforme de la structure qu'il entaille (des bancs épais, hachés par des

plans de cisaillement en pendage faible vers le SE), il doit un recul assez aisé et uniforme de ses parois - d'autant plus que les roches plus intensément mylonitisées de la base en facilitent le sapement - et l'aspect de son fond, incliné obliquement conformément au pendange (pl. 87). Quelques vires présentes dans la partie SE de la paroi attestent le rôle des plans de cisaillement, et aussi celui de diaclases subverticales, dans la décohésion et les modelés de la paroi subverticale. En ce sens, le cirque du Steindalsnosi présente de grandes analogies avec celui du Juvbre, qui a été étudié en détail, par l'équipe de Lewis (Battey, 1960, ph. 37). Entaillé dans les gneiss à pyroxènes sur le versant est de la lourde croupe du Galdshø (2223 m ; nord du massif du Galdhøpiggen), ce magnifique cirque au fond surcreusé et occupé par un lac est partiellement englacé. On peut cependant voir que ses formes sont indépendantes de la foliation, en pendage 40 - 60° N, et des plans de cisaillement, légèrement inclinés vers le sud. Ces derniers, assez serrés (34, sur 200 m de hauteur, soit un espacement moyen de 6 à 7 m) correspondent à des discontinuités mécaniques et sont injectés de bandes de pegmatites de quelques cm d'épaisseur ; mais ils ne contrôlent que d'étroites vires dans les parois (ph.23 et fig.130). Ces structures jouent pourtant un rôle important en fragilisant la roche de façon assez homogène. La forme semi-circulaire du cirque n'est guère plus contrôlée par les discontinuités subverticales, puisque la plus importante de celles-ci, une faille visible dans la paroi ouest, ne guide cette paroi que sur 80 m de largeur, et lui confère simplement un aspect un peu plus régulier. En fait, les principales discontinuités visibles sont des diaclases béantes parallèles aux parois, généralement indépendantes de la foliation, et le long desquelles s'individualisent des dalles ou des panneaux de 30 à 60 cm d'épéisseur, atteignant jusqu'à 10 m de largeur, et prêts à se détacher. Battey (1960) les attribue à un mécanisme de décompression associé au creusement. Elles existent également sur la paroi arrière du cirque du Kjelen, situé 1,5 km plus au sud (fig. 130), et sur la face nord du Galdhøpiggen. Seule l'importance de la division par les plans de cisaillement peu inclinés empêche l'existe de noyaux plus ou moins massifs reculant à des rythmes différents ; elle prime ainsi sur la fracturation verticale, beaucoup plus inégalement répartie. L'englacement interdit d'apprécier l'influence

de cette structure sur la morphologie du fond. Le surcreusement maximum semble se situer contre la paroi sud, conformément au pendage des bancs individualisés par les plans de cisaillement ; mais c'est aussi à la base de cette paroi, la plus mal ensoleillée, que se cantonne le glacier actuel (ph. 37). Il est donc difficile de vérifier l'influence des structures stratiformes sur la morphologie des cirques telle qu'elle a été décrite par Strøm (1945) et par Haynes (1977). Leur rôle dans une certaine régularité du tracé des parois peut cependant être confirmé par la comparaison des parties des parois du cirques du Jenndal (Gimsøy, îles Lofoten) qui sont façonnées dans des bancs d'orthogneiss en faible pendage ouest et de celles qui, vers la tête du cirque, sont façonnées dans des mangérites et des orthogneiss plus massifs, dépourvus de structures planaires ; alors que les premières (partie occidentale de la paroi sud du cirque) sont presque rectilignes, les autres sont lacérées par de grands couloirs d'avalanches et des rentrants correspondant à des larges zones de fractures subverticales irrégulièrement réparties (fig. 21 et pl.10).

Les cirques entaillés dans des roches plutoniques ou métamorphiques dépourvues de structures stratiformes régulières sont de loin les plus fréquents. leurs formes sont dans l'ensemble moins rigoureusement géométriques que celles des autres cirques, car une macrodivision beaucoup plus inégale et diversement organisée facilite l'apparition de nombreuses irrégularités. Certaines de ces entailles méritent d'ailleurs à peine le nom de cirque, tant elles sont éloignées de la forme classique en amphithéâtres, et ceci bien qu'elles aient visiblement été marquées par l'action de glaciers locaux. Par exemple, le "cirque" du versant nord du Sundsheia (291 m), sur Vestvågøy, n'est qu'une partie élargie d'un couloir de fracture oblique (WNW - ESE) sur la retombée d'un lambeau de plateau mangéritique et orthogneissique (fig. 127). Cette entaille dissymétrique n'est limitée à l'est que par l'extrémité d'un lourd éperon qui a lui-même été partiellement englacé, sur l'autre lèvre de la zone fracturée. Les conditions marginales de l'englacement local sur ce relief peu élevé expliquent que la sculpture se soit limitée au déblaiement d'une zone fracturée et à l'exagération d'une de ses parois, dans un versant lui-même modelé par les inlandsis. Mais le contrôle structural est aussi fort dans la configuration de certains grands

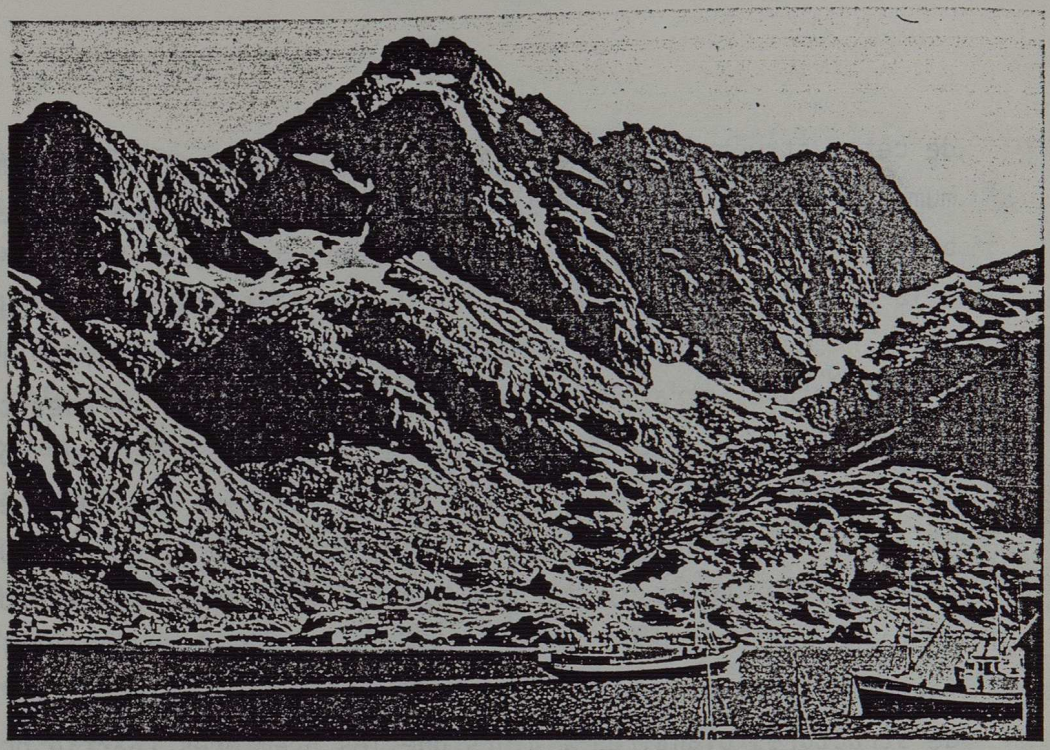


Photo 127: Le cirque glaciaire du Ristind (Himmeltindene, Vestvågøy)
Vu vers le qud depuis Tangstad.

Cirque atypique, creusé le long de grandes zones de fractures au sein des mangérites du Ristind (867 m). Entre les couloirs et les vires, lourds ressaits à diaclases courbes.

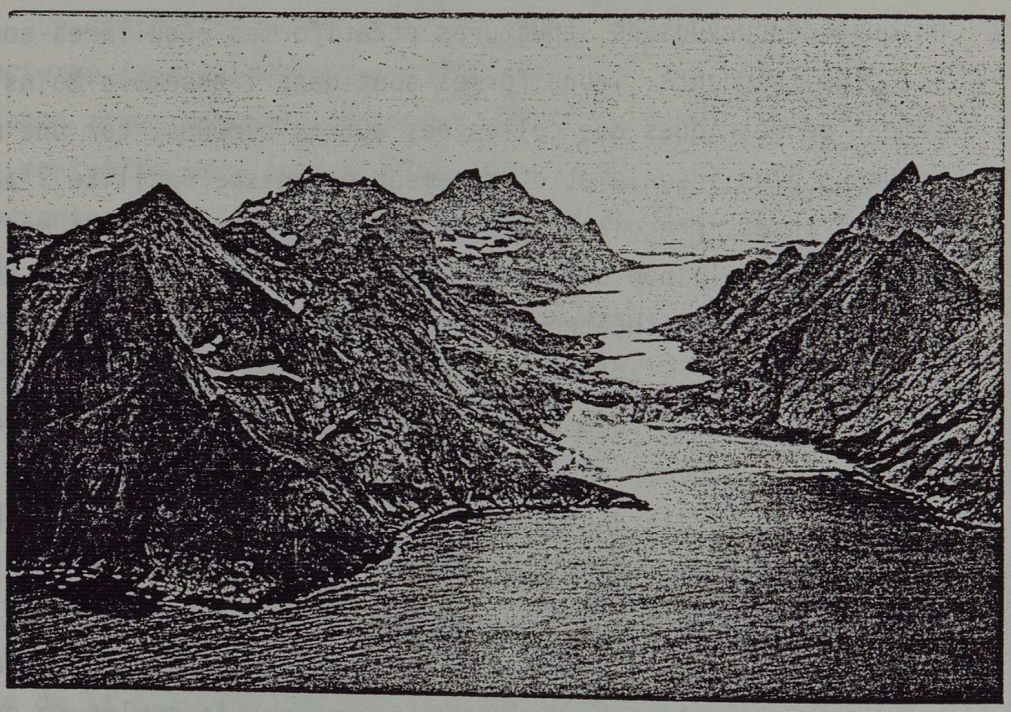


Photo 128 : Le Bunesfjord et le Kirkefjord (Moskenesøy).
Vu vers le SE.
Hautes parois à diaclases courbes dans les flancs du Stamprevtind (à gauche, 759m) et du Skiven (à droite). Encoches littorales locales à la base des grandes parois, de part et d'autre de la baie ensablée de Bunes.

cirques, comme celui qui entaille le versant nord des Himmeltindene, sur Vestvågøy, au pied du Ristind (867 m, ph. 127). Ce vaste cirque ouvert au nord mais allongé EW est aménagé dans des mangérites massives, à l'intersection de grandes zones de fractures (NW - SE, NE - SW ET WNW - ESE ; celles-ci guident ses trois principaux diverticules. Des éperons massifs s'avancent entre ces couloirs, comme le pilier nord du Ristind où de lourds ressauts à diaclases courbes alternent avec des vires obliques ou des parois subverticales aménagées le long des fractures et le long de grands joints espacés en fort pendage vers le NW ; les fractures guident également de nombreux couloirs d'avalanches.

Ces cas sont cependant minoritaires, et la forme d'amphithéâtre est généralement bien réalisée. Le contrôle structural s'observe alors surtout dans les proportions des cirques, dans l'aspect des versants et dans la configuration des planchers. Ce sont les failles, zones de broyage ou zones de fractures plus ou moins larges qui jouent le rôle le plus spectaculaire, même s'il est souvent difficile de leur attribuer plus que la localisation des couloirs d'avalanches ou de rentrants plus ou moins importants dans les parois. Leur influence est toutefois un peu moindre *dans les massifs de roches assez fracturées et divisées* par des systèmes de diaclases multiples ; les formes en fauteuil ou en demi-bol y sont les moins irrégulières. C'est le cas au sein des massifs qui ont subi les plus violentes contraintes tectoniques, accompagnées de cataclase sans métamorphisme généralisé (grandes zones EW de cataclase tardimagmatique gothienne et ceinture WSW - ENE de tectonisation grenvillienne des îles Lofoten - Vesterålen : nord de Flakstadøy, Vestvågøy, Gimsøy, NW d'Austvågøy, Hadseløy ; cf. supra, chapitre I, p. 85 ; toit des gneiss de l'ouest et nappes de charriage dans le Sogn - Jotun, hachés de plans de cisaillement calédoniens ou antérieurs recoupant les foliations et les systèmes de joints associés). Les parois des cirques qui cisèlent ces massifs sont généralement rugueuses, et composées de panneaux plus ou moins pentus, parfois subverticaux, où se multiplient les traces de détachement de blocs le long de diaclases diversement orientées. Les parois des grands cirques du centre de Hadseløy, où la macrodivision (de l'ordre de 2 à 5 diaclases subverticales par m) est partout importante, constituent les meilleurs exemples de cette configuration, accompagnée d'un tracé d'ensemble assez régulier

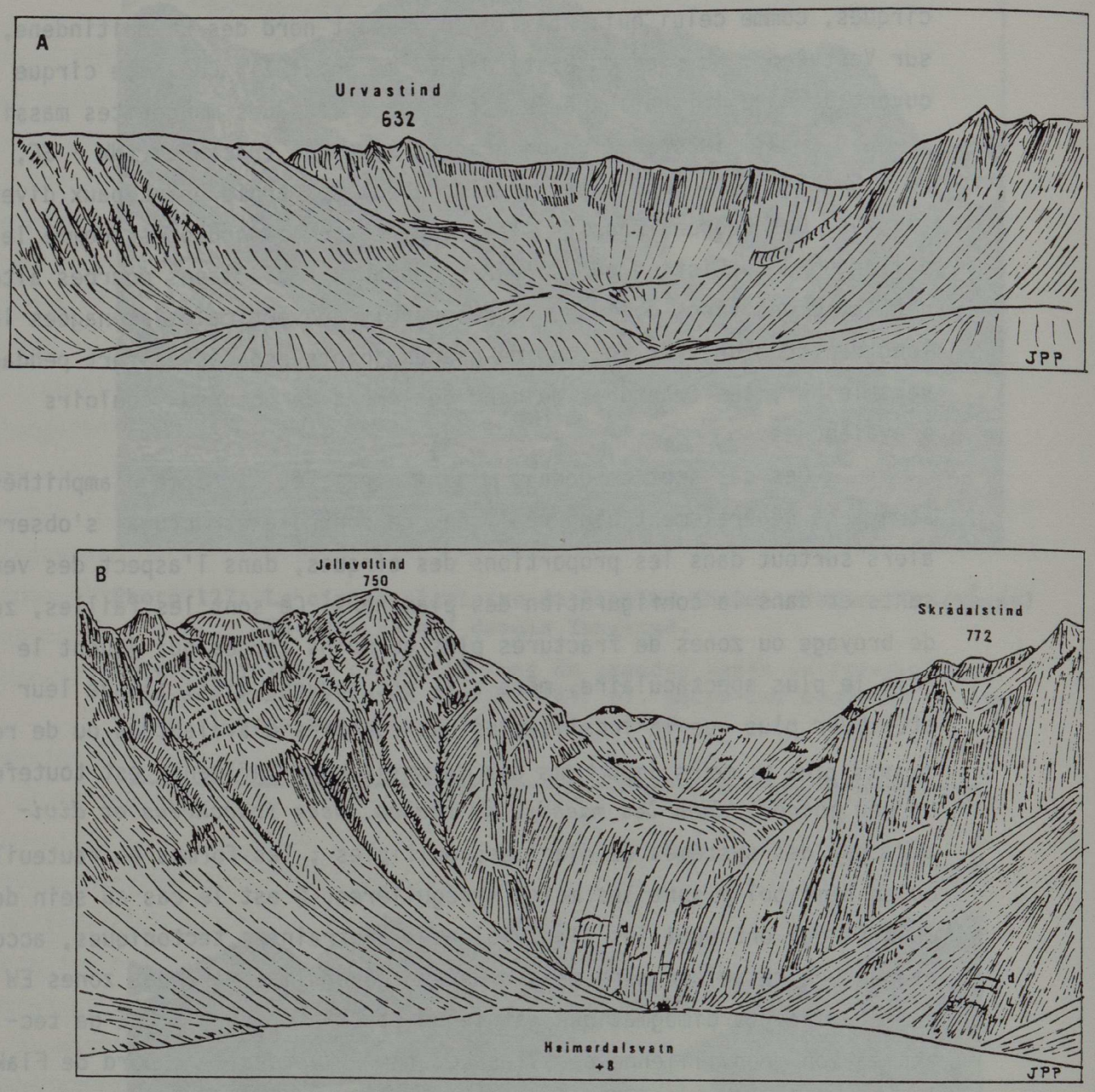


Figure 131 : Vallées-cirques des Iles Lofoten-Vestarålen.

A - Le Vatndal (Hadseløy), vu vers le SE. Grands versants réglés ou à corniches encadrant un fond accidenté par de multiples verrous-gradins : orthogneiss mongonitiques.

B - Le Heimerdal (lobe d'Eggum, Vestvågøy), entaillé dans des mangérites massives. Opposition entre des parois balafrées de couloirs d'avalanches (à gauche) et de hauts ressauts à diaclases courbes (d), en particulier dans le grand verrou-gradin qui sépare le cirque supérieur de l'ombilic surcreusé du Heimerdal. Vu vers le SE depuis le cordon littoral.

(fig. 131). De nombreux cirques du Jotunheim présentent également ces caractéristiques (par exemple, le Glitterholet, ph. 74).

Le plus souvent, des noyaux ou des bancs massifs sont également présents entre les passées les plus écrasées, les plus fortement jointées, et les zones de fractures. Les contours des cirques et de leurs parois sont alors moins réguliers ; de nombreux couloirs d'avalanches vires et ressauts y soulignent l'inégale division et la trame des fractures. Dans les grands cirques, la paroi peut même s'effacer à l'emplacement d'une ou plusieurs des grandes zones de faiblesse qui ont guidé l'érosion, donnant alors un col de plus ou moins basse altitude (par exemple, à la tête du Kartfjord, sur Vestvågøy, fig. 26). La multiplication des fractures facilite ce phénomène, qui est souvent lié au recoupement des parois de cirques ; c'est par exemple le cas dans le massif des Himmeltindene, sur Vestvågøy, où l'individualisation de horns et la disposition des arêtes et des éperons séparant les cirques sont étroitement liées à la mise en valeur de volumes rocheux eux-mêmes assez divisés (2 à 4 diaclases par m), entre de nombreuses zones de fractures (pl. 2 et fig. 132). Lorsque des fractures ou des joints constituent des systèmes présentant une orientation systématique, ils peuvent être à l'origine d'irrégularités plus importantes, ou même de dissymétries affectant la forme des cirques. C'est ainsi que le grand cirque sud du Skottind, sur Vestvågøy (lobe de Ballstad, ph. 85) présente une grande dissymétrie entre ses deux parois latérales, qui correspondent respectivement au front et au revers de grands bancs de mangérite fortement inclinés vers le sud (plis d'âge grenvillien) ; les bancs les plus massifs, qui constituent le horn du Skottind, au nord (675 m) présentent sur leur revers de grandes dalles lisses, massives, qui plongeant à plus de 50° jusqu'au fond du cirque, confèrent à la paroi nord un aspect plus abrupt que celui de la paroi sud, concave et moins élevée. Les joints en pendage sud guident quelques vires et couloirs obliques dans la paroi arrière. De même, dans le Jotunheim, une légère dissymétrie transversale du cirque du Glitterholet est imputable à l'exploitation de la foliation et des joints assez serrés en pendage nord, qui lui sont associés dans les gneiss à pyroxènes, la paroi latérale nord présentant au sommet l'aspect d'une véritable corniche monoclinale (ph. 74).

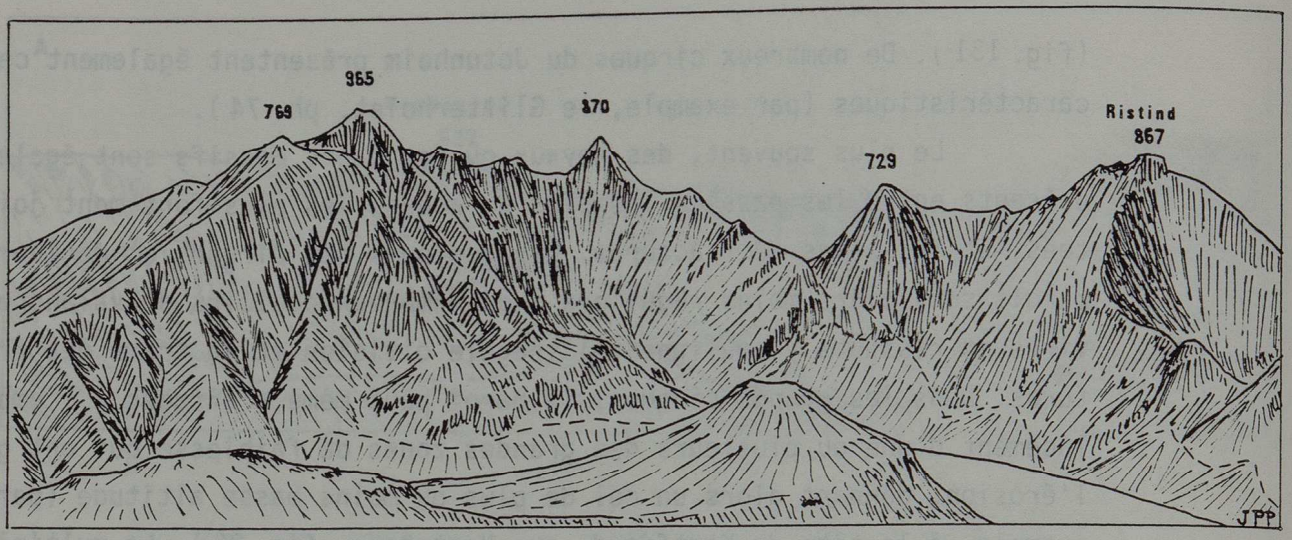


Figure 132 : Les Himmeltindene et le cirque glaciaire complexe du Mørkdalsvatn, vus vers le NNE depuis le Holandsmaelen (435 m. Vestvågøy).
tiretés : limite supérieure des éboulis. Ceux-ci restent maigres et les parois mangéritiques, en grande partie vues, sont balafrées de couloirs de fractures.

La mise en valeur de l'hétérogénéité mécanique des roches peut s'accompagner dans certains cas d'une mise en valeur des contrastes lithologiques. Ce cas a été observé dans deux cirques de Flakstadøy, au contact entre les gneiss rubanés svéco-koréliens et l'annexe septentrionale de l'intrusion magéritique qui arme la crête axiale de l'île. Le cirque de la face SE du Stortind (870 m) est axé sur le contact SW-NE entre les mangérites massives (moins d'une diaclase par m) qui constituent la haute paroi lisse et subverticale du SE, et les paragneiss rubanés très fracturés (3 à 4 diaclases par m), hachés de plans de débitage espacés de 5 à 100 cm, qui forment le couloir pentu du fond et la rugueuse paroi occidentale striée de couloirs et d'anfractuosités conformes au pendage (70 - 80° NE ; fig.133). A quelques km au nord, le cirque suspendu qui s'ouvre au nord au-dessus de Flakstad appuie sa paroi arrière sur une dalle massive et très redressée de mangérite, tandis qu'au-delà d'un contact masqué par les éboulis, la base irrégulière de cette paroi, le fond et les parois latérales sont taillés dans les paragneiss plus intensément fracturés (3 à 6 diaclases par mètre, joints espacés de 20 à 60 cm : éch. 187, fig.134). Ailleurs, les irrégularités dans la répartition des zones de faiblesse au sein des ensembles assez fortement divisés se traduisent plus dans les détails du contour des parois que dans la forme générale du cirque ; celle-ci est fondamentalement le reflet des types de dynamiques qui s'y exercent, en l'absence d'anisotropies majeures dans la résistance mécanique des roches.

La même remarque s'applique en grande partie aux *cirques entièrement façonnés dans des roches massives* , faiblement divisées, bien que là aussi des zones de fractures et quelques grands joints espacés viennent interrompre la belle régularité du tracé et des profils des parois ; ils guident même la direction d'ensemble de certaines vallées - cirques (Mørkedal, sur Flakstadøy : ph.8). Ce type de cirques existe dans les Lofoten externes (Moskenesøy, Flaksetadøy), dans quelques massifs d'Austvågøy (Vågekallen) et de Langøy (massif migmatitique d'Utskår. Les cirques comme celui du Storvatn, entaillé dans les mangérites très massives de la crête axiale de Flakstadøy au pied du Stjernhodet (937 m) comptent parmi les plus parfaits cirques en fauteuil, avec d'immenses murailles lisses au tracé d'ensemble concave. Dans ce

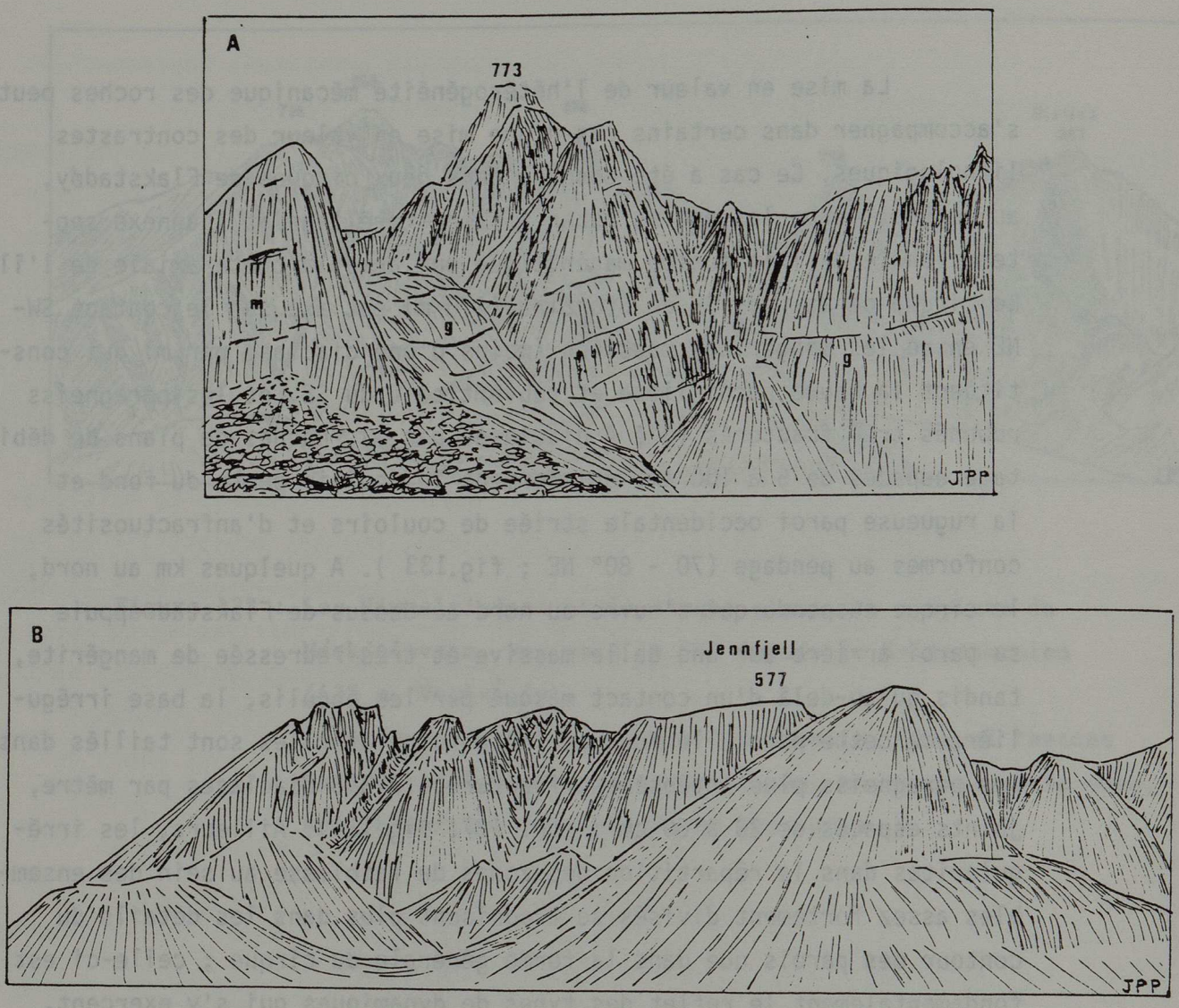


Figure 133 : Types de parois de cirques dans les montagnes des Lofoten Vesterålen.

A - le cirque SE du Stortind (Flakstadøy). Opposition entre des parois mangéritiques à diaclases courbes (à gauche) et des parois rugueuses de paragneiss (au centre et à droite, avec quelques lourds ressauts à diaclases courbes également), de part et d'autre d'un couloir pentu entaillé dans les gneiss.

B - Le cirque du Jennfjell (sud du massif d'Utskår, Langøy W). Grands dômes de migmatites, avec des parois à diaclases courbes, mais aussi des modelés de couloirs et de clochetons le long des fractures et dans les hauts de versants.

cas précis, les parois se composent de surfaces bombées séparées par de grandes vires obliques, et de moins en moins pentues vers la base (fig. 125). Le cirque du Storvatn, auquel on peut comparer le cirque de Reine, sur Moskenesøy (ph. 124), diffère en cela du petit cirque qui entaille le versant ouest du même massif au-dessus du Skjelfjord, et où de part et d'autre d'une zone fracturée, les parois se composent de vastes surfaces lisses, concaves au sommet, convexes à la base (ph. 125). Les principales discontinuités visibles dans les roches de ces cirques sont des diaclases courbes parallèles aux versants, et ce sont elles qui guident la décohésion à l'air libre aussi bien que le quarrying et le plucking ; ces derniers sont en principe peu efficaces sur les bases de parois inclinées dans le sens où se fait l'écoulement de la glace (Haynes, 1977, fig.134), mais le recoupement de plus de 15 dalles d'expoliation inclinées à la base du ressaut bombé inférieur du cirque du Storvatn montre qu'une érosion glaciaire verticale peut s'exercer, sans doute à la faveur de phénomènes de rupture de dalles décollées et très inclinées (fig. 125). L'évolution des cirques en fonction de ces diaclases tend donc à perpétuer, sinon à exagérer leur forme, que ces diaclases soient partiellement antérieures au creusement des cirques (Haynes, 1977) ou que leur ouverture soit précisément l'effet du creusement et de la décompression qui lui est liée. Ce point sera discuté plus loin, avec l'évolution des versants,
mais on peut de toutes façons remarquer ici que la forme des cirques façonnés dans les roches massives est du même type que celle que l'on observe dans les autres roches, où le rôle de diaclases de détente parallèles au versant est également attesté même s'il est plus discret (Battey, 1960). Là encore, une certaine isotropie des propriétés mécaniques permet au relief de tendre vers une géométrie conforme aux caractéristiques calculées de l'écoulement glaciaire et des contraintes exercées sur le lit (ces caractéristiques étant d'ailleurs influencées en retour par la configuration du cirque).

Les formes des cirques au sein des roches massives sont moins régulières dès que les grandes zones de fractures se multiplient, et l'effet de ces zones de faiblesse est plus spectaculaire encore que dans les autres cirques. Exploitées par des couloirs d'avalanches, les fractures subverticales séparent d'énormes dalles lisses et bombées

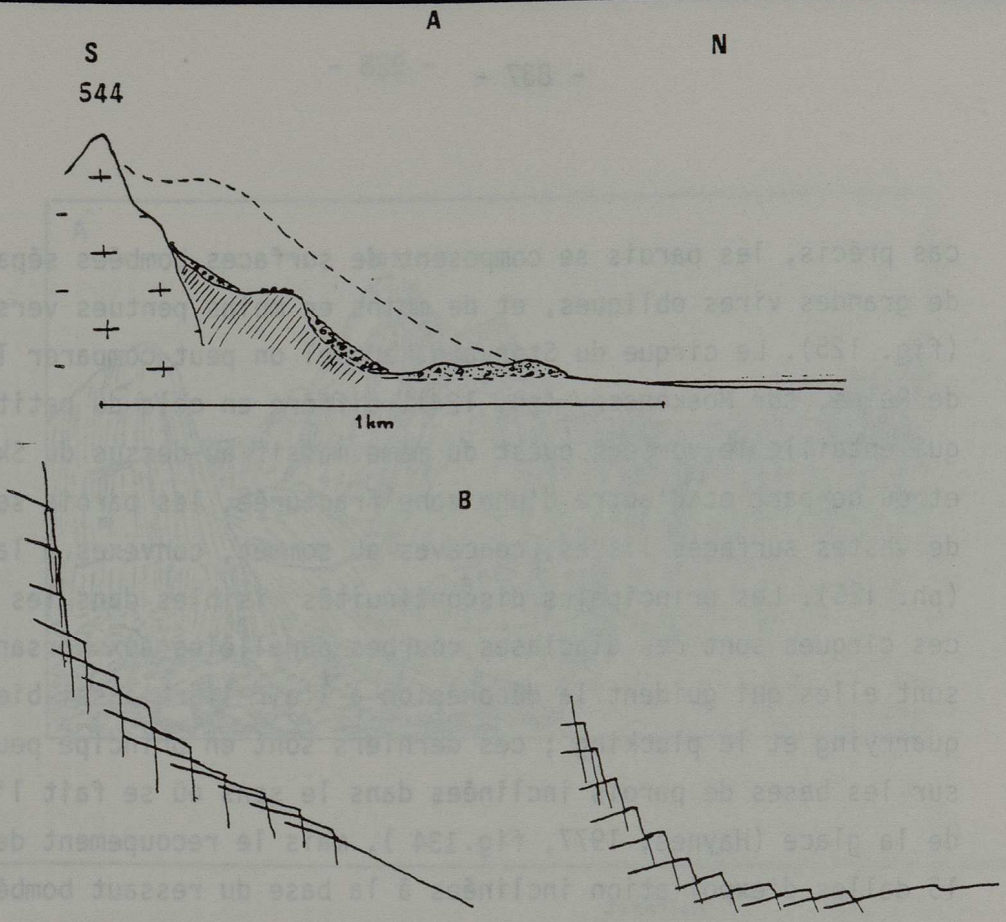


Figure 134 : Profils longitudinaux de cirques glaciaires et structure.

A - Le cirque suspendu de Flakstad (Flakstadøy). La paroi arrière est calée sur le contact entre les mangérites et les parogneiss svéco-karéliens ; le verrou-gradin correspond à des bancs gneissiques plus massifs.

B - Les pieds de parois et les systèmes de diaclases; d'après Haynes (1968). Contrôle croissant par les diaclases peu inclinées vers le base des parois, tandis que les diaclases subverticales donnent des facettes de plus en plus courtes.

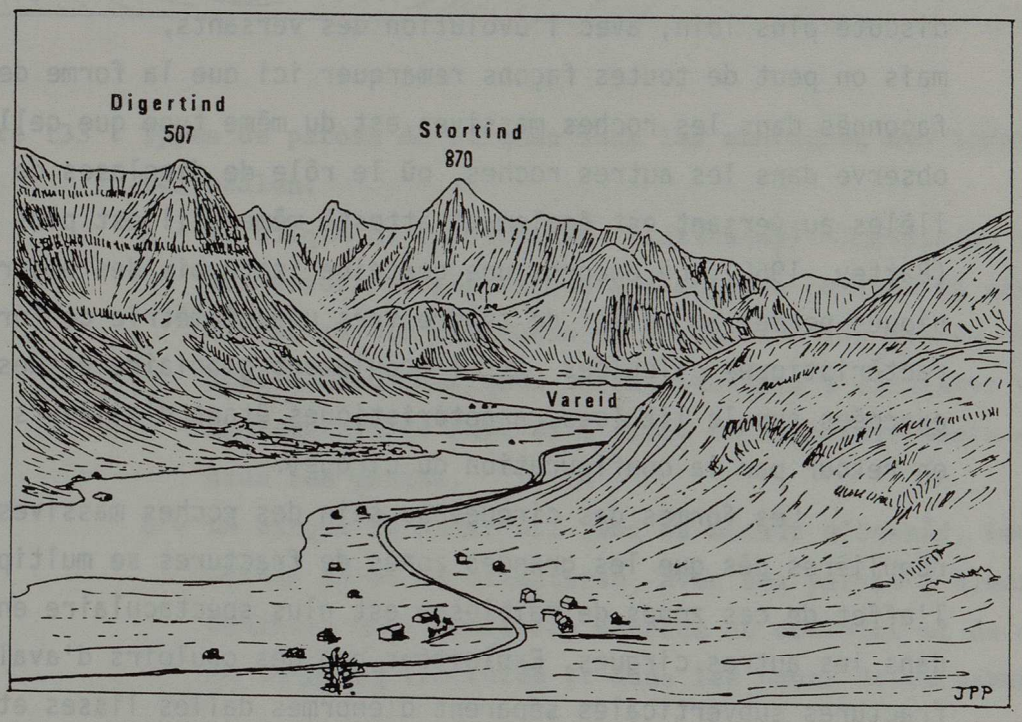


Figure 135 : L'auge de transfluence de Napp-Vareid (Flakstadøy) vue vers le SE. Au-delà du lac et de la langue de blocs éboulés de la paroi du Digertind-Klotind, le fond se raccorde au strandflat en s'élargissant dans une bande gneissique au sein des mangérites.

inclinées à 50-60° et plus, et qui prennent l'aspect de demi-dômes, de piliers saillants dans les flancs des horns (cirque du Mørkdal, sur Flakstadøy, ph. 8), voire de spectaculaires pains de sucre à l'extrémité des éperons séparant les cirques (par exemple, dans le cirque du Jennfjell, entaillé sur la face ouest du massif migmatitique d'Utskâr, dans l'ouest de Langøy : fig. 133 ; ou encore les parois et les éperons encadrant de nombreux cirques de Moskenesøy, tels que l'aiguille de l'Olstind, balafrée par de grands couloirs obliques : ph. 124). Les autres sont à l'origine de vires et de replats obliques séparant de grands ressauts (cirque du Storvatn, fig. 125).

Déterminantes dans la forme d'ensemble des cirques, les propriétés mécaniques des roches et la trame des fractures le sont également dans les caractères des fonds de cirques. A la différence des cirques en van, dont le fond incliné est généralement calé sur des bancs massifs de même inclinaison, les cirques en fauteuil présentent un fond plat ou surcreusé où l'on peut fréquemment reconnaître un contrôle important par les zones de fractures, les systèmes de diaclases, ou encore les joints et les contacts lithologiques. La rareté des structures stratiformes faiblement inclinées dans les régions étudiées explique que l'on ne puisse établir ici de relation systématique entre l'existence de fonds plats ou faiblement inclinés et ce type structural, à la différence de ce qui a pu être établi dans les cirques glaciaires écossais par Haynes (1977). Au contraire, la prédominance parmi les massifs montagneux de roches plutoniques ou métamorphiques plus ou moins massives ou hachées par des systèmes de joints et de fractures diversement orientés explique l'importance des phénomènes de creusement vertical le long des zones de faiblesse et le caractère souvent irrégulier des planchers de cirques. Les surcreusements et les modelés de roches moutonnées mettent en valeur la trame des diaclases et des fractures.

Ces dispositifs apparaissent bien dans les cirques des Lofoten - Vesterâlen, alors que l'englacement en rend l'étude difficile dans le Sogn - Jotun. La forme en fauteuil est la mieux en équilibre avec le type d'écoulement propre aux glaciers de cirques, avec une efficacité maximale du creusement à quelque distance de la paroi arrière, sous la ligne d'équilibre, là où l'épaisseur du glacier est la plus grande et où les lignes de flux commencent à s'incurver pour remonter vers

la surface dans la zone d'ablation (Sugden et John, 1976 ; fig. 124). Les plus petits cirques, ceux où la glace est restée mince, et qui ne correspondent pas à des zones de faiblesse importantes, ne sont généralement pas surcreusés ; la glace et les phénomènes supraglaciaires associés n'ont fait qu'aménager des échancrures assez mineures en respectant les volumes les plus massifs qui font souvent saillie sur les bases de parois et sur les planchers (par exemple dans le cirque central de Sennesvik, sur Vestvågøy, pl. 11). Il en est de même dans certains cirques plus importants comme celui du Ristind (Himmeltindene, Vestvågøy), où de lourds ressauts bombés de mangérite faiblement divisée s'avancent à la base des parois et réduisent le fond à une sorte de carrefour de couloirs pentus, classant ainsi le cirque à la limite du type "en fauteuil" (cf. supra, p.831). Lorsque le fond de ces cirques ne se raccorde pas purement et simplement au piedestal du massif, sur lequel la glace en bout de course n'a guère eu d'action importante, il correspond généralement au sommet de bancs ou de volumes massifs sur lesquels l'érosion s'est bloquée ; la configuration dépend là encore des systèmes de fractures, à moins qu'elle ne reflète le développement de systèmes de diaclases courbes faiblement inclinées et dont la convexité s'accroit sur le verrou-gradin externe (par exemple, dans le cirque suspendu du Skjelfjord, sur Flakstadøy : ph. 125).

L'exsitence de surcreusements parfois importants (jusqu'à 165 m, dans le Solbjørnvatn, sur Moskenesøy : Strøm, 1938) à la base de la paroi arrière ou plus souvent à quelque distance en avant, près de la sortie des cirques, caractérise plus volontiers les grandes entailles (plus d'un km de largeur ou de longueur) et requiert l'existence de zones de faiblesse importantes. La plus grande partie du cirque oriental du Skjelfjord, sur Flakstadøy, est entaillée dans les paragneiss rubanés assez intensément divisés (bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur, 3 à 5 diaclases par m) et en pendage 45 - 60° ESE, l'ombilic, occupé par un petit lac, se cantonne à ces roches, tandis que le verrou qui le limite correspond très exactement au prolongement de la barre du mangérites et de syénites plus massives (1 à 2 diaclases par m, éch. 186) qui arme plus au sud le massif du Sundsheia (fig. 127). De même, les parties surcreusées du plancher des cirques du Mørkedal et du Storvatn, au nord de Nusfjord, se situent au contact entre les mangérites du massif axial de Flakstadøy et l'intrusion basique de Napp

(pl. 1 et ph. 8) ; mais plus encore que le contact, qui ne se traduit que par une mince bande un peu plus intensément divisée au sein des norites, l'érosion mécanique (quarrying et plucking) a exploité des zones de fractures entrecroisées, au sein des mangérites elles-mêmes (Storvatn, dont la partie W se situe dans le prolongement de la bande fracturée subméridienne qui guide en partie la dépression du Flakstad-pollen), ou dans les roches basiques (escalier de lacs du Mørkedal, au-dessus de Nusfjord, installé le long de la zone de fracture qui guide aussi une partie de la paroi sud du cirque : ph. 8). Les verrous correspondent aux noyaux massifs compris entre les zones de fractures, façonnés en grosses bosses arrondies portant les marques du polissage glaciaire ou celles d'un débit par des dixclases courbes qui leur confère l'aspect de dômes peu élevés (secteur de Nusfjord). Un dispositif analogue est visible sur Langøy (lobe de Sortland), avec l'ombilic du Kjørstadvatn creusé dans les orthogneiss monzonitiques oeillés assez fortement fracturés, et limité par un verrou complexe correspondant en partie aux mangérites massives charriées sur ces orthogneiss (pl. 3). Ailleurs, il est souvent difficile de voir une différence importante entre la partie surcreusée et le verrou, d'autant plus que la présence de lacs plus ou moins étendus et profonds empêche d'identifier les accidents structuraux qui ont permis le surcreusement.

Certains ombilics se sont visiblement développés à partir d'une zone de fracture relativement étroite, par exemple dans le cirque de Mørkdalsvatn, Himmeltindene, Vestvågøy : fig.132). Mais cette situation n'est pas la règle générale. Ainsi, l'ensemble du plancher légèrement surcreusé du cirque suspendu de Flakstad est façonné dans des paragneiss rubanés en pendage 45 - 50° ESE (une disposition qui n'influence guère la forme d'ensemble de ce cirque tourné au nord) et assez fortement divisés (débitage assez régulier par des joints espacés de 20 à 60 cm ; 3 à 6 diaclases par m : éch. 187). Le verrou externe, où les bancs les plus massifs affleurent en alignements de bosses arrondies obliques par rapport à l'axe du cirque, ne correspond pas à un secteur de macrofissuration moins importante que dans l'ombilic. Ce dispositif correspond sans doute à une exagération du creusement à l'endroit où l'épaisseur de la glace, la vitesse de glissement sur le lit, et la configuration des lignes de flux sont les plus favorables au plu-

cking (Birot, 1981). On remarquera d'ailleurs qu'une fois le surcreusement amorcé, il ne peut qu'avoir tendance à s'exagérer, que l'englacement soit réduit à l'ombilic, ou qu'il soit plus important, conformément au processus classique d'exagération des irrégularités du profil longitudinal des lits glaciaires (Birot, 1981). Nous expliquons de la même façon la plupart des surcreusements observés dans les cirques des Lofoten - Vesterålen, qu'il s'agisse de cirques façonnés dans des roches assez intensément divisées comme les mangérites des Himmeltindene et des massifs méridionaux de Vestvågøy (par exemple, le cirque sud du Skottind, surcreusé au pied d'un lourd éperon de mangérite, ph. 85), ou de roches très massives où le rôle de grandes fractures n'est pas évident (par exemple, l'ombilic circulaire du cirque de Reine, entaillé dans les migmatites de Moskenesøy, ph. 124).

Si le rôle des différences de fracturation n'est pas toujours évident dans la configuration des cirques simples, il l'est beaucoup plus en revanche dans la configuration des cirques composites et des escaliers d'ombilics. En effet, les verrous - barres ou les verrous - gradins qui délimitent les parties suspendues des grands cirques complexes correspondent systématiquement à des bancs ou à des volumes particulièrement massifs au sein d'ensembles plus divisés. Un des plus beaux exemples est fourni par le cirque du Heimerdalsvatn, sur Vestvågøy (lobe d'Eggum, pl. 2), où un verrou haut de 240 m sépare la partie interne du vaste ombilic inférieur . Ce verrou constitue une véritable barre transversale dont le sommet et l'abrupte face aval présentent un modelé de dalles convexes guidées par des diaclases courbes,et il correspond à un volume de mangérites porphyriques massives (1 à 2 diaclases par m) au sein d'un secteur assez intensément tectonisé et fragmenté (fig. 131). De même, le vaste cirque qui échancre le flanc SE du Skrådalstind, un peu plus au sud, présente deux planchers étagés, le plus haut façonné dans une étroite bande de paragneiss fortement fracturés dont les structures stratifiées conditionnent en partie la dissymétrie des parois ruiniformes, le second façonné dans les mangérites en contrebas d'un haut verrou aux modelés à diaclases courbes correspondant là aussi à un volume particulièrement massif (fig. 21). Le verrou empâté qui sépare les deux entailles étagées composant le cirque occidental de Kvalnes (nord de Vestvågøy, pl. 9) correspond en partie

au prolongement de la paroi arrière de l'entaille inférieure, et il est délimité comme celle-ci par un système de fractures subverticales WSW - ENE soulignant le contact entre les paragneiss excavés dans l'ombilic inférieur et les mangérites orientées qui affleurent dans l'arrière du cirque. Ce sont également des irrégularités dans la division des orthogneiss monzonitiques de Hadseløy qui expliquent la disposition des cirques élémentaires suspendus à l'intérieur du vaste cirque du Vatndal (pl. 3 et fig. 131). Chaque fois que des parties de fonds de cirques ont pu être étudiées dans les régions du Sogn - Jotun, ce sont des dispositifs du même type qui ont été relevés (par exemple, le gradin rocheux englacé occupant la paroi arrière du cirque du Riingsbre, dans les Hurrungane, et qui correspond à un banc massif de gneiss à pyroxènes compris entre des passées plus fortement cisaillées ; fig. 129).

La profondeur relative des ombilics est souvent accentuée par la présence sur les verrous de vallums morainiques qui contribuent à retenir les lacs et dont l'importance reflète en partie le degré de fracturation des roches. Ainsi, de tels vallums sont absents ou maigres dans les cirques de roches massives tels que ceux de Moskenesøy ou du centre de Flakstadøy. Ils sont beaucoup plus puissants au débouché des cirques entaillés dans des roches plus intensément divisées, et où les parois présentent actuellement d'importants éboulis. Hauts de 20 à 30 m dans certains cas (cirque sud du Skottind :pl.2 et ph.85), ils ont sans doute contribué lors de leur mise en place sous la forme de moraines de poussée à l'accentuation de la remontée de la glace vers l'aval et donc à l'exagération des processus de surcreusement (Haynes, 1968); Mais comme l'altitude et la configuration des planchers dépendent principalement du contexte morphologique et des dispositifs morphostructuraux, à travers la tendance à évoluer vers la forme concave la plus propice au glissement des glaciers, ces constructions peuvent occuper des situations variées, d'autant plus qu'elles matérialisent une ou plusieurs poussées glaciaires qui ne sont pas toujours représentatives de l'ensemble des conditions du creusement.Elles peuvent donc occuper aussi des planchers horizontaux (cirque de Vikten, sur Flakstadøy, fig. 95 ; cirques de Sennesvik, sur Vestvågøy : pl. 11) ou même des fonds légèrement inclinés vers l'extérieur (grand cirque de

Smedvik, dans le massif de Kvalnes, Vestvågøy : pl. 9), et plus rarement la face aval ou la base de gradins rocheux, jusque sur le piedestal des massifs (cirque ouest du Steindalsnosi, ph.71 ; cirque de Flakstad ; cirque du Høgvalbre, ph.73). Non échancrés du fait de la lenteur de la fusion et du faible débit des torrents alimentés par ces glaciers à la fin des glaciations de montagne, des vallums forment surtout l'essentiel des contrepentes qui retiennent certains lacs peu profonds ou des comblements tourbeux qui accentuent la platitude de certains fonds (par exemple, les cirques de Sennesvik). A ce titre, ils constituent des éléments importants du relief et des modelés des cirques, bien qu'ils ne reflètent que des phases d'englacement brèves et récentes, dont le rôle érosif est souvent limité (la plus grande partie des matériaux provient en effet des parois, qui ont été soumises à une décohésion intense après le départ de l'inlandsis : cf. infra, p969). Ils constituent dans certains cas l'essentiel des dépôts morainiques, le reste du plancher disparaissant sous les eaux ou présentant un modelé de roches moutonnées parsemé de blocs erratiques (cirque du Måltind, sur Moskenesøy). Le plus souvent, une couverture peu épaisse de moraine de fond et parfois d'ablation (cirque du Jenndal, sur Gimsøy, pl.10) revêt le plancher des cirques en arrière de ces vallums (cirques de Sennesvik, pl. 11) ; elle se raccorde vers la base des parois à des moraines latérales (versant NE du cirque du Heimerdalsvatn, sur Vestvågøy) à des cônes et à des tabliers d'éboulis postérieurs à la déglaciation, et dans de rares cas à des glaciers rocheux formés dans les parties hautes de cirques aux roches particulièrement fissiles (cirque ouest de Kvalnes, Peulvast, 1981, pl. 9). Certains vallums témoignent d'avancées glaciaires restreintes sur d'épaisses formations morainiques occupant le fond de grands cirques, peut être d'anciens glaciers couverts d'âge tardiglaciaire ancien, ou antérieur (cirque de Vikten, sur Flakstadøy : fig. 95 ; Møller et Sollid, 1973 ; Peulvast, 1981) ; là encore, le massif où se situe ce vaste cirque complexe est constitué de roches fortement divisées.

Les dimensions et la configuration des cirques, les modelés du fond et ceux des parois, les caractères de la couverture morainique, reflètent donc fidèlement les propriétés mécaniques des roches et la fracturation du bâti bien que la forme générale soit avant tout l'ex-

pression du type d'englacement responsable de la sculpture montagnarde. L'organisation des formes de sculpture dépend donc largement de la structure des massifs, bien qu'elle soit également conditionnée par les différents facteurs qui contrôlent la répartition, la puissance et la durée des englacements locaux.

3. Une organisation originale des paysages-

a. une sculpture inégalement poussée.

Deux grands types morphologiques s'opposent parmi les montagnes des deux régions étudiées. Le premier, déjà qualifié d'"alpin" par Helland (1897) dans son étude des Iles Lofoten - Vesterâlen correspond au recoupement plus ou moins généralisé des parois de cirques et d'auges ; le relief est réduit à des systèmes de pics et d'arêtes plus ou moins élancés, et les rebords des massifs correspondent aux extrémités alignées des éperons séparant ces cirques. Le second est caractérisé par des cirques et des vallées plus largement espacés ; ceux-ci entaillent plus ou moins brutalement les plateaux et les surfaces lourdement ondulées du fjell, en arrière de lourds rebords.

Nous avons pu établir un lien direct entre ces types morphologiques et la position des massifs par rapport au niveau inférieur de glaciation, qui conditionne les limites, la puissance et la durée des englacements locaux de type "alpin" (cf. supra, p.793). Mais cette opposition recoupe également la typologie de Hobbs (1909, 1926), qui distingue les "mature fretted uplands", complètement disséqués, des "grooved uplands" et "early fretted uplands", où les entailles considérées comme glaciaires laissent intactes des parties importantes, ou déjà plus réduites des hautes surfaces lourdes considérées comme préglaciaires. Cette classification repose sur l'idée, également exposée par Ahlmann (1919) dans son étude sur les cirques de Moskenesøy, d'*un cycle d'érosion glaciaire* , où le passage des cirques par des stades de jeunesse et de maturité à partir de topographies "paléïques" "mûres" ou "vieilles" se traduit par un allongement et une évolution vers des formes de plus en plus complexes sous l'effet des surcreusements et du recul des parois. Le stade de vieillesse défini par Hobbs ("monumented uplands") correspond à la destruction de la plus grande partie des arê-

tes, pouvant aboutir à l'élaboration de surfaces planes par coalescence des planchers de cirques en contrebas de reliefs résiduels n'évoluant plus (Richter, 1906 ; Strøm, 1945).

Bien des aspects de ces conceptions ont vieilli. Mais nous en retiendrons, comme Linton (1963), l'idée d'une dissection croissante des massifs au fur et à mesure du développement des cirques, qu'il soit dû à un creusement vertical prédominant (W.A. White, 1970) ou à l'effet conjoint du recul des parois (Embleton et King, 1968 ; Vilborg, 1977). Cette dissection peut rester fort incomplète, si les cirques sont espacés ou isolés, ou si leurs dimensions restent modestes ; c'est le cas des massifs les moins élevés des Lofoten - Vesterâlen, de la plus grande partie des massifs du Breheim, des rebords des parties les plus massives du haut plateau du Jostedalsbre, et surtout de nombreux massifs du nord-ouest, du nord et de l'est du Jotunheimdes gneiss à pyroxènes. Ailleurs, le recoupement plus ou moins généralisé des parois réduit les volumes attaqués à des systèmes d'arêtes et de horns, les arêtes mineures étant rapidement éliminées. La configuration même des massifs peut en être modifiée, dans la mesure où le recoupement de cirques voisins aboutit à un raccourcissement des arêtes vers l'aval ("shortened grats" : Linton, 1963), à une interruption de ces arêtes par un col de flanc entre un horn et une extrémité bien conservée ("interrupted grats"), à la réduction des arêtes à des vestiges accrochés à la ligne de faîte principale ("vestigial grats"), ou encore au franchissement par la glace des extrémités des arêtes dès lors émoussées ("smoothed grats"). Ces divers cas sont représentés de façon plus ou moins accomplie dans les massifs du centre et de l'ouest du Jotunheim des gneiss à pyroxènes (Linton cite les arêtes des pics de Smørstabb comme un bel exemple de "shortened grats" : ph.70) et dans tous les massifs montagneux des îles Lofoten - Vesterâlen (où l'on dépasse rarement ce stade, malgré l'intensité et la profondeur du cisèlement glaciaire). La disparition complète de segments d'arêtes latérales entre deux cirques ne s'observe que dans de rares cas, sur Moskenesøy - Solbjørnvatn, pl.1 - et sur Austvâgøy - Nøkvatn, pl. 2). Les cas démontrables de coalescence de planchers de cirques sont très rares, et toujours limités (versant SE du Hestbrepiggan : pl.7 ; versant est du Nautgardstind, pl.8 ; Vestvâgøy : cirques de Sennesvik, pl.11).

D'une façon générale, les cirques, juxtaposés ou non, restent bien individualisés, même s'ils débouchent sur une même plate-forme (le strandflat, par exemple), et *la sculpture glaciaire ne dépasse pas l'état correspondant au stade de "mature fretted upland" de Hobbs.*

Sans reprendre à notre compte les implications de cette référence quant au plus ou moins grand avancement d'un cycle d'érosion glaciaire, nous en retiendrons que l'organisation morphologique des massifs et parfois leurs contours dépendent à des degrés variés de la sculpture glaciaire. Celle-ci mettant avant tout en valeur les propriétés mécaniques et les zones de faiblesse du bâti, il en découle une organisation morphostructurale particulière, qu'il sera intéressant de comparer avec celle des autres reliefs de dissection.

b. des modalités originales de mise en valeur des structures.

Les modelés observables dans les cirques sont tous d'origine glaciaire ou périglaciaire, que ce soit sur leur plancher ou dans leurs versants. Dans les cirques hérités, les traces d'évolution post-glaciaire autres que celles qui sont liées à l'évolution des versants sous l'effet du gel et de la pesanteur sont négligeables - il s'agit de phénomènes très limités de désagrégation de pointements rocheux et d'altération superficielle, encore moindres que sur les surfaces raclées du fjell - quelles que soient les roches concernées. Cette observation, ainsi que les caractéristiques des formes telles qu'elles ont été décrites plus haut, nous amènent à considérer que la différenciation morphologique associée à la sculpture "alpine" reflète essentiellement l'intervention de processus mécaniques, la composition des roches comptant donc beaucoup moins que l'inégale fissilité et la répartition des zones de faiblesse tectoniques.

En dehors des formes intérieures des cirques, l'apparition de dispositifs morphostructuraux originaux sous l'effet de la sculpture glaciaire des massifs montagneux est liée à un recoupement plus ou moins généralisé de leurs parois (mature fretted uplands), et elle caractérise deux domaines : celui des crêtes, et celui des retombées externes des massifs. Etant donné que les reliefs soumis à la sculpture glaciaire sont aussi ceux qui, dans les deux régions, correspondent aux roches les plus massives, les moins pourvues en structures planaires

exploitables par les processus mécaniques (plans de cisaillement rapprochés, systèmes de joints parallèles ou non à la foliation), les dispositifs monoclinaux sont relativement rares parmi les crêtes et les horns. C'est pourtant à cette sculpture que l'on doit les quelques monoclinaux, crêts, chevrons ou chapeaux de butte inclinés qui ont été signalés dans les montagnes migmatitiques de Moskenesøy (Bråsråstind, ph. 1) et de Langøy (Mikkeltind : fig. 19), et surtout dans les gneiss à pyroxènes du Jotunheim, là ou leurs structures stratiformes sont les plus régulières et les moins redressées Storebjørn, au sud des pics de Smørstabb : ph. 43 ; Kyrkja, couronné par un volet monoclinal de péridotite : fig. 59). Ces dispositifs restent très localisés et discontinus, et s'ils comportent de belles corniches structurales de front voire de revers (face est du Kyrkja), ils ne comportent pas systématiquement l'évidement de dépressions orthoclinales typiques, d'autant plus qu'il n'existe pas réellement de roches tendres dans ces massifs. Ceux du Jotunheim mettent cependant en valeur le contraste entre les gneiss à pyroxènes moyennement divisés (4 à 6 diaclases par mètre dans les flancs du Kyrkja ; ph. 11), et les bancs de péridotite beaucoup plus massifs ; ceux-ci couronnent des éperons individualisés par le recoupement de cirques dont la disposition d'ensemble n'apparaît guère influencée par la structure monoclinale (cirques du Tverrbyttnede et du Smørstabbbre, de part et d'autre du chevron du Storebjørn ; pl.7 ; cuvette de Leirvassbu et cirque du Kyrkjetjørn, de part et d'autre du Kyrkja). A l'inverse, dans le magnifique crêt du Bråstråstind, sur Moskenesøy, on ne note pas de différence importante de fracturation entre les bancs épais (100 à 300 m) et fortement redressés de migmatites, si ce n'est à la base même de la haute paroi frontale, avec deux minces passées fracturées recoupées par le fond incliné du cirque du Hjellebergsvik et par son éperon ouest (ph. 1) ; le revers de l'épais banc massif qui se dégage plus au nord constitue le flanc structural, échancré par un petit cirque suspendu, d'un des sommets du massif du Kitind (911 m). Dès lors, le cirque du Hjellebergsvik, ainsi que le col de flanc qui échancre sa paroi est, apparaissent comme le résultant de l'exagération par l'érosion d'une sorte de méga-encoignure séparant deux grands bancs inclinés sans qu'il y ait de réelle couche tendre interposée ; pour sa part, le Bråsråstind, dont la face nord évolue

sous l'effet de la décompression, ne présente comme le rebord dissymétrique du banc supérieur, façonné en chevron sous l'effet du recoupement par un autre cirque situé sur son flanc est, à la tête du Stormarkpollen. Ailleurs, des dispositifs monoclinaux n'apparaissent que localement en influençant moins la forme d'ensemble des crêtes que la disposition des redans, des ressauts, des couloirs obliques et de quelques clochetons dans certaines crêtes de recoupement. Nous citerons par exemple la crête de paragneiss du massif du Lamlitind qui, dans le nord-ouest de Hadseløy, se détache au-dessus de la grande vallée - cirque de Dalheim creusée dans les orthogneiss monzonitiques (fig. 17).

La mise en valeur dans les crêtes de quelques grands dispositifs charriés s'apparente à celle des structures monoclinales et résulte des mêmes processus. Les quelques chevrons observés sur le rebord nord-est du lobe de Sortland, (Langøy), ainsi que le haut relief dissymètrique du Haveren, qui domine le lobe de Kvalnes (Vestvågøy) au-dessus d'une échancrure que nous avons hypothétiquement attribuée à l'exploitation d'un plan de charriage incliné vers le nord (cf. supra, chapitre 1, p.157) sont tous individualisés sur des crêtes de recoupement de cirques. Mais les plans de cisaillement ne guident nulle part les éléments majeurs de la morphologie de sculpture , alors qu'ils influencent plus volontiers les grands dispositifs régionaux.

Le plus souvent, le tracé des crêtes de recoupement, qui reflète l'inégale extension des cirques échancrant les différents flancs des massifs, n'apparaît guidé que par des accidents mineurs; ceux-ci en commandent également l'aspect. Les zones fracturées verticales ou inclinées qui divisent les roches massives sont les principaux de ces accidents. Les grandes parois lisses et les piliers aux flancs bombés qui s'individualisent entre ces zones de fracture se prolongent parfois jusque dans les crêtes, en leur conférant l'aspect d'aiguilles ou de dômes plus ou moins saillants ; de tels horns aux formes simples ne se rencontrent que dans les roches les plus massives, spécialement dans les migmatites archéennes de Moskenesøy et dans celles qui constituent les montagnes du centre de Langøy. Correspondant à des noyaux très peu divisés (parfois moins d'une diaclase par 10 m) dont les flancs reculent lentement par décompression à partir des quelques zones de fractures qui ont guidé le surcreusement des cirques ou celui de couloirs qui

se recoupent dans des cols de flanc élevés, ils se détachent parfois à peine des immenses parois courbes des grands cirques (Moskenesøy : arêtes entourant le Bunesfjord, ph. 128 ; Langøy : crête du Jennfjell, fig. 133). Mais ils peuvent également apparaître comme des pains de sucre ou d'énormes lames verticales émergeant de crêtes plus basses entre des cols de recoupement façonnés à la faveur de grandes fractures (par exemple, le Reka, dans le centre de Langøy ; 607 m). Des crêtes du même type existent localement dans les mangérites, par exemple autour du cirque du Mørkedal, dans Flakstadøy (ph. 8), et même dans de rares massifs de paragneiss de faciès granulite, sur Austvågøy (Vatterfjordtind, au nord-est de Svolvær). Mais plus souvent, les dalles lisses et les ressauts à diaclases courbes, qui ne constituent qu'une partie des parois des cirques, laissent la place vers le haut à des crêtes beaucoup plus rugueuses ; celles-ci sont marquées par une décohésion particulièrement active et par une exploitation des diaclases et des joints d'origine tectonique tendant à l'emporter sur les effets de la décompression le long de diaclases courbes. Les crêtes se hérissent alors de clochetons ruiniformes séparés par des couloirs et des échancrures élevées, comme on peut l'observer sur la crête axiale de Flakstadøy autour du cirque du Storvatn (fig. 125) et plus au nord (fig. 103), ou encore dans les massifs de Vestvågøy, au sommet de grands promontoires massifs (horns du Skottind et des Himmeltindene, ph. 85 et fig. 132).

Ces modelés sont en fait les plus fréquents sur les arêtes de recoupement, dans la plupart des massifs, et l'alternance de horns, de cols ou d'échancrures étroites traduit la disposition des angles morts entre cirques voisins autant que la trame des fractures. On constate d'ailleurs que des horns comme les pics de gneiss à pyroxènes des Hurrungane (par exemple, le Riingstind, qui évoque un petit Cervin, sur la paroi arrière du cirque du Riingsbre : fig. 129), ne correspondent pas, avec leurs couloirs, leurs anfractuosités et leurs vires à des volumes beaucoup moins fissurés que ceux qui affleurent dans les cirques, même si quelques passées plus massives s'y traduisent par de rares panneaux à diaclases courbes. En ce sens, l'organisation morphostructurale des crêtes traduit moins une érosion différentielle originale que le résultat d'une inégale morsure des massifs commandée par

des facteurs beaucoup plus divers.

La fréquente présence entre les cirques de segments de retombées montagneuses plus ou moins lourdes, ainsi que la style de la sculpture glaciaire au sein des massifs étudiés - des formes de morsure bien individualisées dans des talus et des versants associés à d'autres modes de dissection - suggèrent une participation subordonnée des formes de sculpture à la différenciation des formes majeures. Nous avons montré plus haut l'incidence limitée de la sculpture du Breheim et du Jotunheim oriental sur l'extension des "fly" de la surface principale du Sogn aux dépens des massifs. Leurs cirques ne constituent en effet que des échancrures mineures dans des talus calés sur de grands contacts structuraux entre des aplanissements étagés, que l'on rencontre également dans des secteurs totalement dépourvus de sculpture glaciaire. Les autres entaillent des flancs d'auges dont ils n'influencent généralement pas le tracé d'ensemble, si ce n'est à l'amont lorsqu'ils constituent la tête des grandes vallées ; des bassins montagnards complexes, larges de plusieurs km, encadrés de hautes crêtes aux flancs concaves, et parfois reliés par des cols de transfluences s'organisent alors sous l'effet prédominant de la sculpture montagnarde (Jotunheim : tête du Visdal et du Leirdal, tête du Veodal, du Memurudal, pl. 7 ; partie amont du Leirungsdal, pl. 8).

De tels cas sont assez rares dans les Lofoten - Vesterålen, où les massifs montagneux sont généralement trop petits pour qu'une sculpture interne, organisée autour de vallées montagnardes, s'y soit développée. Il en existe cependant sur Moskenesøy, à la tête du Selfjord, autour du Solbjørnvatn (fig. 11) et au sud du Kirkefjord (système du Kråkvatn, pl. 1) ; l'ouest d'Austvågøy présente également quelques systèmes de cirques juxtaposés formant les bassins amont de courtes vallées : vallée de Svolvær, tête de l'Østnesfjord et des fjords du nord-ouest - Sundlandsfjord, Grunnførfjord, Morfjord. Avec les vallées cirques simples et les quelques auges qui dissèquent ces blocs montagneux, la sculpture glaciaire apparaît responsable de l'individualisation de quelques massifs, sous le simple effet du recoupement de parois arrières ou latérales. Ainsi, plusieurs massifs de l'ouest d'Austvågøy ne sont reliés entre eux que par d'étroites crêtes parfois interrompues par les cols assez bas (lobes de Fiskebøl, de Hadselsand et de Laukvik cols de Laupstad et du Hesthusdal ; massif du Vågekallen, séparé de

la crête du Lyngværfjell par le col de Rørvik qui est à la fois un col de recoupement de parois de cirque et un col de transfluence : pl. 2; arête des Kongstindene, au nord-ouest de Svolvær) ; quelques massifs de Moskenesøy sont partiellement détachés des autres par le même processus (massif de Reine, à l'est des lacs étagés du système du Krâkvatn massifs de la côte est, à l'est des cols bordant le Solbjørnvatn ; massif de Fredvang, au nord du col de Kvalvik ; pl. 1).

Ailleurs, les cirques échancrent plus ou moins profondément la retombée des massifs et participent donc à leur délimitation, tout ou moins lorsqu'ils se raccordent à leur piedestal ou au fond des vallées et bassins qui les séparent. Dans de nombreux cas, ils laissent subsister des talus ou des alignements d'éperons calés sur des contacts lithologiques (Langøy : massifs de Selvâg, et d'Utskâr, pl. 4 et ph.19) ou sur des accidents tectoniques probables par rapport auxquels le recul reste faible (côte est de Moskenesøy, côte nord d'Austvâgøy). Le rôle des cirques dans la différenciation morphologique y est donc réduit. Mais le recul des parois et l'élaboration de planchers plus ou moins étendus et régulier peuvent y influencer notablement la configuration des massifs. Ainsi, le chapelet de cirques suspendus vers 150 m d'altitude dans le flanc sud de l'Olderfjord, sur Austvâgøy, au sud de Lyngvær (pl.2) constitue une ébauche d'épaulement large de 200 à 300 m, selon un schéma tout à fait analogue à celui que P. Veyret (1968) a décrit dans la vallée de Chamonix. Enfin, les contours mêmes de certains massifs correspondent à ceux des parois des cirques qui les échancrent. C'est en particulier le cas de la retombée nord de Hadseløy, réduite à une série de longs éperons séparés par de larges planchers de cirques empâtés dont les altitudes sont comprises entre 15 et 50 m (pl.3 et ph. 11). Les planchers des cirques qui dissèquent les montagnes du sud-ouest d'Austvâgøy (secteur de Hopen, pl.2) de Gimsøy (Jenndal, pl.10) et du sud de Vestvâgøy (cirques de Stamsund et de Sennesvik, pl. 11 ; cirque de Ballstad, ph. 85) se raccordent tellement bien au strandflat que seuls les vallums morainiques permettent d'en préciser l'extension et que la retombée des massifs décrit de profonds festons entièrement attribuables à la sculpture glaciaire. Il en est de même sur le rebord sud-est du lobe de Sortland (Langøy) au-dessus du strandflat de Skagen (pl.3). Dans le sud de Moskenesøy, le plan-

cher des cirques est partiellement immergé, et la côte doit son tracé à l'alternance d'éperons et de rentrants arrondis (secteur d'Å - Ånstad et côte sud-ouest. Il s'agit cependant de cas relativement minoritaires ; le plus souvent, des seuils, ou des verrous gradins rocheux d'altitudes variées (de quelques dizaines de mètres à 150 m ou plus) séparent les planchers de cirques des fonds de vallées et des plates-formes (par exemple, les cirques du versant est de la crête axiale de Flakstadøy, pl. 3 ; ou encore ceux qui dissèquent les retombées du massif de Bø, dans l'ouest de Langøy : pl. 4 et fig.2). On rejoint ici la conclusion déjà avancée pour les régions du Sogn - Jotun quant à *la faible étendue des surfaces planes que l'on peut réellement attribuer à la coalescence des planchers de cirques.*

B. Les formes de dissection et les modalités du creusement

1. L'organisation des réseaux, les profils et les dynamiques glaciaires

a. dissection des massifs montagneux.

L'organisation des vallées au sein des massifs montagneux saillants est souvent complexe, que ce soit au sein du vaste ensemble de montagnes de gneiss à pyroxènes du Jotunheim ou des blocs les plus élevés et les plus étendus des Lofoten - Vesterålen. Les vallées de *type "alpin"* sont les plus rares. Il s'agit d'organismes simples ne témoignant d'aucun phénomène important de transfluence, encadrés par des cirques suspendus et eux-mêmes issus de cirques glaciaires, ce qui implique que leurs aires d'accumulation sont toujours encadrées par des reliefs plus élevés ne contribuant pas par eux-mêmes au processus d'accumulation de la glace. En dehors des vallées - cirques déjà mentionnées, cette catégorie n'est pratiquement pas représentée dans le Jotunheim, où la partie amont du Veodal fait figure d'exception avec sa tête correspondant à un vaste cirque glaciaire ; ce cirque est cependant commun à deux vallées, et le glacier qui l'occupe actuellement (Veobre) émet de courtes langues diffluentes aussi bien vers le Veodal que vers l'ample vallon du Skautfly, au nord, à travers un col très évasé situé vers 1600 m d'altitude (pl. 7). La plupart des autres val-

lées montagnardes aux modelés rocheux appartiennent au *type "composite"* défini par Linton (1963), dans la mesure où elles sont disposées, nous l'avons vu, en un véritable quadrillage ne laissant subsister aucune cloison continue, surtout dans les parties amont (Leirdal, Visdal, vallées de Gjende et de Bygdin, affluents suspendus orientaux de l'Utladal).

Le type "alpin" est tout aussi rarement représenté parmi les vallées et les fjords qui dissèquent les massifs montagneux des Lofoten Vesterâlen. Il caractérise en partie le nord de Moskenesøy (système du Selfjord), quelques vallées du centre de Langøy (Ryggedal, Hellefjord, Melfjord, pl. 4), et surtout quelques grands massifs de l'ouest, du nord-ouest et du nord-est d'Austvâgøy (Olderfjord, pl . 2 ; Grunnfør-fjord, Morfjord ; Langdal, Stordal : pl. 3 ; Grunnfjorddal, Trollfjord) où les vallées suivent parfois de grands accidents structuraux (faille de l'Olderfjord). Mais le plus souvent, il s'agit de vallées sans tête issues de cols de transfluence (Vestvâgøy : Unstad, ph. 16), et souvent dotées d'une double pente longitudinale, de part et d'autre de cols évasés de basse altitude (Moskenesøy : Kirkefjord ; Flakstadøy : auge de Napp, fig. 135), ou d'isthmes étroits (Moskenesøy : Bunesfjord, ph. 128 ; Flakstadøy : Skjelfjord, ph. 7 ; Nusfjord - Flakstadpollen Austvâgøy : Vestpollen - Eidet, isthme de Higrav). L'un de ces étroits et longs couloirs creusés à travers les massifs les plus élevés entre le Vestfjord et la Mer de Norvège est d'ailleurs ennoyé sur toute sa longueur, et constitue ainsi un détroit aux flancs escarpés bien différent de ceux, plus larges et souvent plus complexes, qui séparent les uns des autres les grands blocs montagneux ; il s'agit du célèbre Raftsund, qui sépare Austvâgøy de Hinnøy et permet la circulation de l' "Express côtier". Le *type "inverse "* de Linton est donc également représenté parmi les montagnes des Lofoten - Vesterâlen, à côté du type composite où, comme dans le Jotunheim, des tronçons "alpins" peuvent coexister avec des tronçons façonnés par des glaces diffluentes ou transfluentes.

De telles caractéristiques, qui donnent aux montagnes norvégiennes un cachet bien différent de celui des montagnes de moyenne latitude marquées par les glaciers de vallée (Alpes, etc.), sont liées aux conditions de l'englacement, elles-mêmes commandées par la configuration et la position des massifs. La quasi totalité des vallées sont

actuellement libres de glace, même dans le Jotunheim où les glaciers sont pour l'essentiel restreints aux cirques ou aux vallées-cirques suspendus au-dessus du fond des principales auges montagnardes. Leur englacement n'a jamais été beaucoup plus important au cours de l'Holocène, et spécialement lors du Petit Age glaciaire, comme l'indique la position des complexes de moraine frontale (chapitre 3). Mais d'importantes diffluences ont pu fonctionner momentanément dans des vallées assez basses, par exemple dans le Mjølkedal où le front d'une langue remontant un affluent de la vallée a stationné dans le col qui le sépare du haut Skogadal, à 1452 m (pl. 8), ou encore dans les parties aval du Veobre et du Bøverbre.

Au total, les glaciers de vallée tempérés de type actuel sont pour bien peu dans le façonnement des grandes auges, ne serait-ce que par leur faible longueur. Leur rôle ne saurait cependant être négligé dans les secteurs qu'ils occupent, dans la mesure où les verrous et les portions de vallées suspendues récemment libérées par la glace montrent des modelés de raclage parfaitement frais (Mjølkedalsbre, fig. 59). Au front du Storbre (flanc est des pics de Smørstabb), ce sont surtout des marques de quarrying que l'on peut voir sur les ultramylonites, les gabbros écrasés et les amphibolites affleurant en rive gauche du Leirdal, en contrebas d'un verrou de gneiss à pyroxènes dépassant partiellement de la glace. En outre, certains de ces glaciers encadrés par des versants élevés laissent dans leur zone frontale d'importantes quantités de moraine sous la forme de vallums successifs qui tendent parfois à barrer les vallées principales (glaciers du Skogadal, Storbre : ph. 129). Les plus chargés disparaissent à leur extrémité sous la moraine d'ablation (Riingsbre, dans les Hurrungane, fig. 129). Ces matériaux sont particulièrement abondants au front des glaciers qui occupent les vallées aux flancs raides entaillées dans le rebord NW du Jotunheim, c'est-à-dire dans les parties du massif de gneiss à pyroxènes les plus intensément hachées par les plans de cisaillement associés au charriage (Bøverbre, sur le flanc ouest des pics de Smørstabb ; pl. 7 ; Heimre Illåbre et Storgjuvbre, sur le flanc nord du Galdhøpiggen). D'origine superficielle, arrachés au lit rocheux ou repris aux formations morainiques antérieures à la constitution des glaciers actuels, les matériaux peuvent également être entraînés dans la

partie basale des glaciers et pris en charge par les eaux de fonte qui circulent au-dessous ; en témoignent des accumulations peu durables comme les eskers qui ont été observés en cours de formation ou de dégagement sur le front du Bøverbre en 1947 (Lewis, 1949) ou sur la partie droite du front du Storbre en juillet 1975. Les débris anguleux ou légèrement émoussés, lavés des fractions les plus fines (farine glaciaire, emportée en suspension) sont redistribués à l'aval de brèches dans les moraines frontales, en épandages fluvioglaciaires où sinuent des torrents bien plus importants que ceux qui sont issus des cirques (torrent du Storbre : ph. 129). Cependant, la moraine de fond est généralement peu abondante ; dans les parties fraîchement évacuées du lit du Storbre, elle ne forme qu'un mince revêtement discontinu d'où émergent quelques roches moutonnées de gneiss à pyroxènes, en amont de la bande intensément mylonitisée qui guide le Leirdal. Il en est de même en avant du Mjølkedalsbre, où la faible charge du glacier résulte également, comme dans de nombreux glaciers de cirque, du revêtement des versants qui le dominent par la glace et les névés, jusqu'à des altitudes élevées (fig. 59).

La mesure des quantités de matière emportées en suspension par les eaux de fonte, qui donne une bonne idée du rythme de l'érosion glaciaire (par abrasion surtout) confirme la modestie de l'érosion exercée par ces glaciers peu épais et lents (de l'ordre de 0,5 à 5 cm par jour en été à la base du Storbre) : Liestøl (1967) a pu de cette façon estimer l'érosion glaciaire à 800 t par an, soit 0,1 mm par an dans le bassin du Storbre. En supposant que ce glacier ait conservé les mêmes caractéristiques pendant les 9000 ans du Post-Glaciaire (ce qui n'est pas le cas, puisque les glaciers de montagne ont pratiquement disparu pendant l'optimum climatique), on obtiendrait un chiffre de 9 cm, soit l'équivalent d'une simple retouche de formes dont l'origine est pour l'essentiel antérieure (cette retouche étant responsable de la fraîcheur des modelés d'abrasion).

Le façonnement des auges montagnardes et la destruction des interfluves les plus étroits sont liés à des phases d'englacement puissant et généralisé s'accompagnant d'un ennoyage pratiquement complet des reliefs, ce qui constitue la principale différence avec les plus puissantes des glaciations alpines. L'illustration en est fournie dans le Jotunheim par la brève phase de glaciation de montagne du Pré-Boréal,

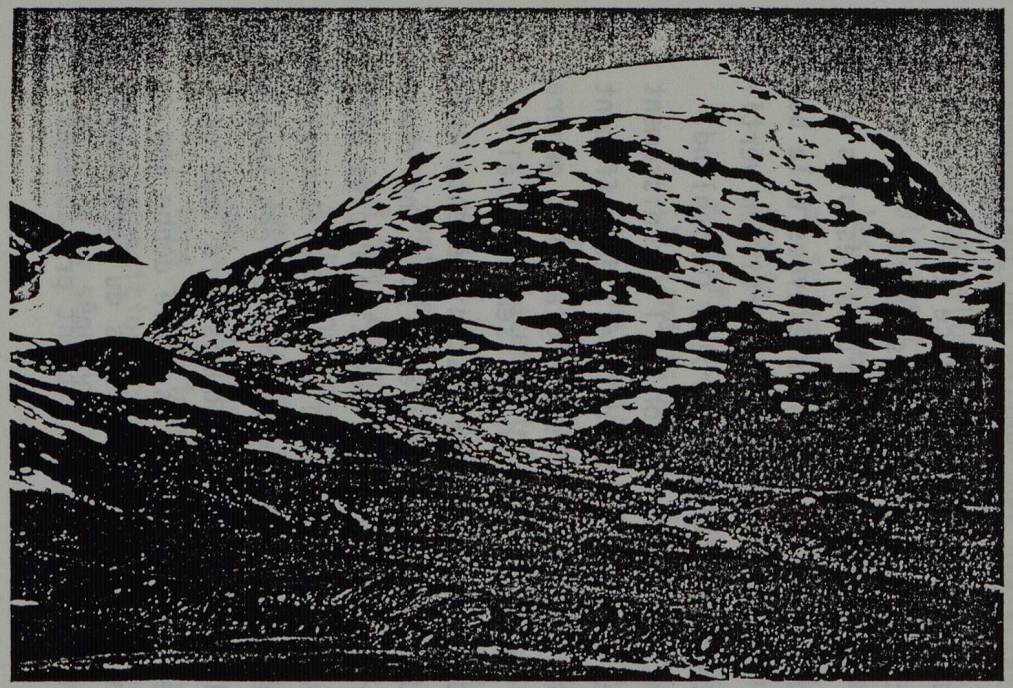


Photo 129 : Le complexe morainique terminal du Storbre et le Leirdal. La Leira (au premier plan) longe les arcs morainiques les plus externes, tandis que l'émissaire du Storbre s'étale sur le lit rocheux dénudé dans les gradins de confluence.

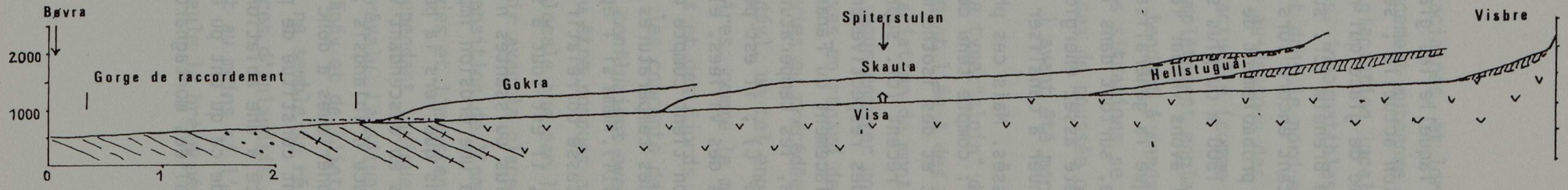


Figure 136 : Profil longitudinal du Visdal (Jotunheim), avec ses principaux affluents de rive droite. Hachures obliques : glaciers ; tireté-pointillé : replat prolongeant le fond du Visdal en aval de Langstulen (voir aussi fig. 56) ; légende pour la structure : cf fig. 39

après laquelle les glaces se sont rapidement retirées en deçà de leur position actuelle ; seuls les sommets de l'est du Jotunheim émergeaient du dôme de glace qui recouvrait alors le reste des montagnes aussi bien que le Breheim (cf. supra, chapitre III, p.563). L'ennoyage a été plus important encore lors des maxima glaciaires, avec des épaisseurs variant probablement de quelques centaines de mètres sur les sommets à 1000, 1500 m ou plus sur les vallées. Une telle situation, caractérisée nous l'avons vu par la persistance de courants de glace divergents, explique la généralisation des phénomènes de diffluence et de transfluence, surtout dans le coeur du massif montagneux ; le relief a toutefois été assez énergique, et ce dès les premières glaciations, pour continuer à canaliser les courants de glace dans les secteurs les plus encaissés. Mais ces phases ont comporté de basses températures de la glace : compte tenu des indications sur la position des limites d'étagement et des isothermes annuelles obtenues pour le Pré-Boréal et le Dryas récent (cf. supra, chapitre III, p.556), on obtient pour ces deux périodes respectivement - 9,7° C et - 11 ° C à 2060 m d'altitude à l'emplacement du Fanaråken . La surface du dôme de glace ayant été plus élevée, les températures superficielles y ont été plus basses (- 13 à - 15° C) ; il est peu probable qu'en dehors des parties les plus profondes des vallées, elles aient pû être beaucoup plus élevées à la base, si l'on tient compte des données disponibles sur la répartition verticale des températures dans les glaciers régionaux froids (Groenland, fig. 114). Même si l'épaississement, la canalisation et l'accroissement de vitesse corrélatif dans les vallées ont pu accroître l'échauffement basal, il est tout à fait probable que les phases d'englacement général les plus puissantes n'ont pas pu donner lieu à un glissement basal et donc à une érosion importante. Celle du Pré-Boréal est différente en ce sens que vers la périphérie, des langues de glace se sont individualisées en descendant vers des terres en cours d'évacuation rapide par la glace d'inlandsis ; l'accroissement adiabatique des températures atmosphériques a donc pu se faire sentir sur l'extrémité de ces langues, qui ont constitué de puissants glaciers tempérés soumis vers leur extrémité à une ablation importante. Cette phase très brève donne une idée de ce qu'ont pu être les phases les plus efficaces du façonnement des vallées montagnardes du Jotunheim, et qui se situent probablement

au début des glaciations ou des phases glaciaires, et lors des interstades, à des moments où un puissant englacement autonome est possible. Les limites de répartition des formes de glaciation locale nous ont permis de montrer que de telles situations, incompatibles avec l'existence de glaciers de cirque, se produisent dans le nord-est du Jotunheim dès que la limite de glaciation s'abaisse au-dessous des 1700 - 1800m, c'est-à-dire 300 - 350 m au-dessous de l'actuelle (comme au Pré-Boréal). Les massifs les plus lourds sont alors complètement englacés, et les glaciers de vallée tellement épais qu'ils tendent à ennoyer les reliefs en débordant vers la périphérie. De telles situations se sont sans doute répétées à de multiples reprises, les phases de poussée ou de glaciation de montagne prolongée (interstades ?) ayant été morphogéniquement les plus actives.

La relative rareté des vallées de type "alpin" dans les montagnes des Lofoten - Vesterâlen est également liée à des conditions d'englacement telles que les phases de glaciation de montagne affectant les vallées ont été assez puissantes pour ennoyer une bonne partie des reliefs et qu'elles ont été assez brèves en regard des phases d'englacement par l'inlandsis qui les ont suivies ou précédées de peu. Dans les Lofoten externes (Moskenesøy, Flakstadøy), un tel englacement n'a pu se produire que lors des maxima glaciaires, comme le montre au Tardiglaciaire l'évacuation des grandes vallées et des fjords (Selfjord, Kirkefjord, Skjelfjord) simultanément par les courants de glace de l'inlandsis et par les glaces locales qui confluaient avec eux. Les cloisons occidentales du Kirkefjord ont pu être rompues aussi bien par d'épaisses langues diffluentes d'origine locale que par la transfluence des glaces d'inlandsis qui ont pu concourir avec la glace locale à occuper le bassin depuis le Vestfjord. La disposition de l'ombilic à la confluence de plusieurs vallées montagnardes et l'existence d'un verrou à demi émergé à Reine (pl. 1) semblent cependant indiquer que de puissants englacements d'origine locale ont prévalu. La situation est un peu différente dans les montagnes d'Austvâgøy et de l'intérieur de Langøy, où l'englacement complet des vallées ne semble se réaliser que lors de périodes d'occupation par les glaces d'inlandsis, ou dans des conditions climatiques bien précises, tout au moins si l'on se refère à la séquence tardiglaciaire. En effet, seule la brève période du Dryas

très ancien, immédiatement postérieure à l'évacuation de ces montagnes par l'inlandsis, et caractérisée par une limite des neiges permanentes située vers 300 m, 700 m au-dessous de l'actuelle (cf. supra, chapitre III, p.542) y a permis une glaciation de montagne puissante et autonome. On peut cependant penser que sa brièveté et son développement tardif sont dûs à l'insertion de cette phase dans une période de retrait, alors même que la disposition de l'inlandsis n'a suivi l'évolution climatique qu'avec un certain délai. La situation est tout autre au début des glaciations, et l'on peut penser que l'englacement montagnard peut rester autonome avec des conditions climatiques plus rigoureuses avant que ne se développe l'inlandsis. Toujours est-il que lors des maxima, ces îles internes ont été ennoyées sous des épaisseurs considérables de glace (fig. 94), et que le développement de transfluences, responsables de la destruction d'interfluves étroits ou de cloisons déjà abaissées s'y est trouvé favorisé. Rappelons en outre que l'étude du fjell nous a permis d'établir que lors des phases d'englacement généralisé, la glace a pu glisser sur son lit au niveau des plateaux, et à plus forte raison dans les vallées. La plupart des phases glaciaires ont été morphogéniquement actives dans cette région dont les vallées ont pu connaître plusieurs types de dynamiques.

Dans les deux cas, la concordance permanente entre la disposition de la plupart des axes d'écoulement montagnards et l'écoulement centrifuge des glaces d'inlandsis qui ont intéressé ces régions explique l'exportation des débris, l'existence de bilans d'érosion nets et la nudité plus ou moins complète des formes de dissection. Les seules exceptions sont les auges profondément surcreusées de Gjende et de Bygdin (Jotunheim oriental) ; dirigées vers la zone faîtière de l'inlandsis elles ont pu être parcourues depuis les montagnes centrales et le massif du Knutsholstind par des courants de glace puissants et actifs lors des phases de glaciation de montagne, alors que la masse de l'inlandsis n'en bloquait plus ou pas encore l'écoulement (à la différence du Veodal et du Smâdal, incomplètement englacés lors de telles phases: cf. chapitre III, p.563).

Les profils longitudinaux reflètent bien l'importance des actions glaciaires dans le façonnement de ces vallées. Ce rôle est évident le long des tronçons dépourvus de pente précise qui raccordent entre

eux de grands axes de creusement. Aménagés par des courants de glace transfluents ou diffluents, ils n'ont rien à voir avec les éventuels ensellements ou cols préglaciaires d'où ils pourraient dériver (par exemple, le quadrillage de vallées sans tête du secteur Rauddal - Rauddalsbandet - Høgvaglurdi, dans le coeur du Jotunheim au sud de Leirvassbu : ph. 42 ; ou encore le Raftsund, surcreusé sur toute sa longueur jusqu'à des profondeurs de - 19 à - 88 m et simplement pourvu de verrous à demi émergés à ses deux extrémités). Dans les vallées de transfluence, il n'est d'ailleurs généralement pas possible d'affirmer que les seuils, isthmes ou cols de basse altitude qui les coupent correspondent à d'anciennes cloisons préglaciaires. En effet, le calibrage a fait disparaître jusque dans les hauts de versants les traces de telles cloisons, à l'exception de quelques replats irréguliers dont la signification reste douteuse même lorsque leur altitude est voisine de celle d'aplanissements partiels reconnus à l'intérieur des montagnes (par exemple, dans le col de Napp, sur Flakstadøy, vers 150 m : pl. 1 , ou encore du replat du Presten, 1507 m, qui barre en partie l'ouverture de la cuvette de Leirvassbu sur le Leirdal : pl. 7). En dehors des rares vallées de type "alpin", dont les hautes cloisons continues ne portent les traces d'aucune réadaptation glaciaire du tracé, il apparaît donc peu raisonnable de tenter une reconstitution de la physionomie ou même de l'organisation des entailles préglaciaires qui, dès les premières glaciations, ont permis l'accumulation et la canalisation de la glace en contrebas des sommets. Les diffluences et les transfluences témoignent simplement des inégales possibilités d'accumulation et d'écoulement de la glace entre des vallées voisines dont les versants se recoupent plus ou moins (Jotunheim, où elles caractérisent surtout les parties amont des vallées) et de l'influence de puissants courants de glace d'origine extérieure, susceptibles de prendre le pas sur les écoulements locaux (Lofoten). Elles sont généralement favorisées par l'existence de zones de faiblesse mécanique dont le rôle était probablement moindre dans l'organisation initiale des vallées (par exemple, la zone de fracture NW - SE du Leirdal qui donne à ce dernier un avantage par rapport au Gravdal pour le drainage de la cuvette de Leirvassbu, pl. 7).

Le profil des autres sections révèle tout autant l'influence

prépondérante des glaciers. Entaillés sur toute leur longueur dans le même type de roches assez massives (gneiss à pyroxènes lardés de péridotites), les vallées du Jotunheim se signalent par des pentes d'ensemble relativement faibles, en aval des cirques et des vallées - cirques enfoncés de 600 à 800 m dans les plus hauts massifs. Cette disposition qui, selon Linton (1963) traduit une particulière aptitude des glaciers à entailler profondément les reliefs près de leur tête, est probablement liée au fait que les parties hautes des vallées sont également les lieux de l'accumulation glaciaire maximale et la plus durable. De plus, recueillant les glaces de cirques multiples qui subissent eux mêmes un processus d'approfondissement, elles sont parcourues à faible distance de leur tête par des glaces épaisses dont la convergence accroît la rapidité, en dépit des pertes dues aux diffluences et aux transfluences. Une telle disposition est visible dans le Visdal, dont le fond se situe à 1200 m dans la zone de convergences multiples située en amont de Spiterstulen (pl. 7), alors qu'il est encore à 900 m d'altitude 15 km plus au nord, à la sortie du massif (fig. 136). Dans ce cas, comme le long du Leirdal, la pente est assez régulière, les ombilics sont à peine marqués, et les verrous, qui correspondent à des passées particulièrement massives au sein des gneiss à pyroxènes (par exemple en aval de Leirvassbu, entre les plans de cisaillement qui se multiplient vers la base de la nappe) restent peu énergiques. Les profils plus heurtés des vallées du sud-ouest du Jotunheim reflètent l'existence, au sein d'un système de sillons parallèles, de tronçons diffluents obliques creusés dans les cloisons de péridotites ou d'orthogneiss massifs; constituant des verrous bombés ils alternent avec des ombilics dont les plus profonds correspondent au fond des multiples cirques associés à ces hautes cloisons discontinues (Urdadalsvatn : fig. 47, Sjogholsvatn : ph. 42). Quant aux grands ombilics des lacs Gjende et Bygdin, profondément surcreusés le long de grandes lignes de faille ou de cisaillement, ils doivent aussi leur caractère assez exceptionnel parmi les formes de dissection du Jotunheim à l'importance des apports de glace convergents depuis la cuvette de Tyin, le centre des montagnes de gneiss à pyroxènes, le massif du Knutsholstind et les hauts plateaux du Jotunheim méridional. La puissance du creusement le long de tels axes suffit à rendre compte du fait que toutes les vallées affluentes

soient suspendues, à l'exception des plus importantes (Storâdal, Memurudal, affluents du lac Gjende venus du centre des montagnes de gneiss à pyroxènes : pl. 8).

Les mêmes remarques valent pour les vallées qui éventrent les montagnes des Lofoten - Vesterâlen. En aval des fonds de cirques parfois étagés qui constituent la tête de certaines de ces vallées, les fonds plats ou surcreusés jusqu'au-dessous du niveau de la mer sont prédominants, ce qui fait de la plupart d'entre elles de courts fjords. Quant aux autres vallées, de type composite ou inverse, elles sont sur tout ou partie de leurs cours surcreusées au-dessous du niveau de la mer et doivent donc leur profil autant que l'essentiel de leur tracé à la seule intervention de glaciers épais.

Le blocage des fonds de vallées à des altitudes relativement constantes sur la périphérie des massifs montagneux correspond, nous l'avons vu, à des oppositions structurales franches entre ces massifs bien délimités et leurs environs, qui ont été plus sensibles aux processus d'aplanissement et à l'érosion linéaire. Dans les Lofoten - Vesterâlen, il correspond en outre au raccord approximatif avec le niveau de base, ce raccord étant souvent matérialisé à la sortie de la montagne pour des seuils rocheux plus ou moins émergés limitant les ombilics surcreusés (par exemple, le Kirkefjord à Reine, ph. 158). Le brutal étalement des glaciers, responsable de l'amincissement et du ralentissement de la glace (Linton, 1963) et donc de l'érosion, a pu en outre être accompagné, lors des phases d'englacement partiel des fins de glaciation, par une mise en flottaison (cf. supra, chapitre III, p.539). On peut donc envisager cette disposition en termes de dynamique glaciaire, en rappelant que les types dynamiques sont largement contrôlés par la configuration des formes majeures, en l'occurence celle du strandflat auquel se raccordent généralement les seuils rocheux (cf. infra, chapitre VI). Le même mécanisme est probablement responsable du blocage des vallées du Jotunheim à des altitudes assez constantes au-dessus des grandes vallées de la périphérie. Le creusement n'est souvent que de 100 à 150 m tout au plus en contrebas des aplanissements dont l'origine essentiellement préglaciaire a été démontrée; le débouché des vallées surcreusées est d'ailleurs matérialisé par des verrous correspondant aux roches affleurant de part et d'autre dans la base de

l'escarpement frontal de la nappe (Russdal, Bessvatn, Gjende, Bygdin pl. 8). On doit penser que les possibilités de convergence et de canalisation des écoulements de glace ne se sont retrouvées qu'à quelque distance en avant de ces massifs montagneux, puisque le plus souvent un piedestal dont l'existence témoigne d'une occupation par des glaces peu actives les sépare des grandes auges et ombilics qui constituent certaines des coupures régionales majeures.

b. dissection des hauts plateaux : les dynamiques et l'inégal enfoncement des vallées.

La répartition des formes de dissection d'altitude et des formes profondes dans le domaine des hauts plateaux est largement contrôlée par la structure, et elle est en partie conforme aux dispositifs morphostructuraux majeurs . Ces faits, ainsi que la position des têtes de ces grandes entailles traduisent autant le rôle de l'inégale résistance du bâti vis-à-vis des processus de creusement que celui de différences considérables dans les dynamiques glaciaires, elles-mêmes conditionnées par la configuration des grands volumes.

Une excellente illustration en est fournie par *les grandes auges directement entaillées dans les hauts plateaux de roches résistantes de l'ouest du Sogn - Jotun* (massifs orthogneissiques du Jostedalsbre, du centre du Breheim et de la fenêtre de Laerdal, mangerites du Fresvikbre, 1600 à 2000 m d'altitude). Dirigées vers les régions périphériques plus basses, elles n'en mordent pas moins profondément ces roches dès leur tête, à partir de "bouts du monde" creusés à basse altitude (150 à 700 m autour du Jostedalsbre, 1000 à 1200 m dans le nord du Breheim, à la tête des affluents de l'Ottadal), le plus souvent au coeur même des massifs.

Cette disposition associée à des profils longitudinaux modérément inclinés jusqu'au voisinage des grands fjords, traduit un creusement particulièrement puissant dans les parties amont des vallées, sans doute en liaison avec la constitution dès la source de glaciers épais et rapides. Toutes ces vallées appartiennent au *type "islandais"* défini par Linton (1963). Elles éventrent en effet des massifs soumis du fait de leur altitude et de leur configuration, héritées dans ses grandes lignes de l'évolution préglaciaire (chapitre IV) à des glacia-

tions de plateau puissantes et prolongées. Les conditions d'un englacement local restreint aux entailles mêmes y sont marginales. Nous avons en effet montré que les formes de sculpture alpines restent généralement peu profondes et suspendues dans les hauts de parois ; elles apparaissent en fait subordonnées, au sein d'amphithéâtres qui ont fonctionné surtout comme déversoirs pour des courants de glace issus des calottes sommitales (cf. supra, p.796).

L'englacement actuel ne donne qu'une illustration bien partielle des processus de façonnement de ces entailles. Bien que la plupart d'entre elles soient creusées dans des plateaux actuellement englacés (à l'exception de celles qui s'enfoncent dans le plateau gneissique de la fenêtre de Laerdal), seule une partie des déversoirs est fonctionnelle. Il s'agit pour l'essentiel des "bouts du monde" du Jostedalsbre, le plus étendu et le mieux alimenté des glaciers de plateau. Certains des plus puissants glaciers de vallée norvégiens en sont issus surtout sur le versant est, mais nous avons vu que leur longueur est limitée (2 à 11 km), et que le plus souvent , l'englacement se réduit à des cascades de séracs atteignant tout juste le fond des amphithéâtres (Bergsæterbre, Lodalsbre : ph. 28 ; Kjenn dalsbre : ph.68 ; Brigsdalsbre) ou restant suspendues dans les parois. Sur la plus grande partie de leur cours, ces vallées d'assez basse altitude échappent donc à la glaciation actuelle, à l'intérieur même des hauts plateaux. La situation n'a jamais été foncièrement différente depuis la fin de la glaciation weichselienne, puisque les moraines les plus externes, celles du Petit Age glaciaire ne se trouvent qu'à quelques centaines de mètres, au mieux quelques km (Nigardsbre) en avant des actuelles (chapitre III).

Si réduit qu'il soit géographiquement, le rôle de ces glaciers ne peut cependant être tenu pour négligeable. Il s'agit de glaciers tempérés qui,malgré des vitesses d'écoulement modérées dans les parties les moins inclinées, glissent sur leur lit et sont susceptibles de l'éroder. La glace issue du Jostedalsbre est très peu chargée, et elle le reste dans les cascades de séracs comme celles du Torsbre et de l'Odinsbre qui alimentent l'Austerdalsbre (ph. 32). La charge du Nigardsbre reste très faible jusqu'au front du glacier, ce qui s'explique par une faible fourniture de matériaux par les versants de gneiss massifs,

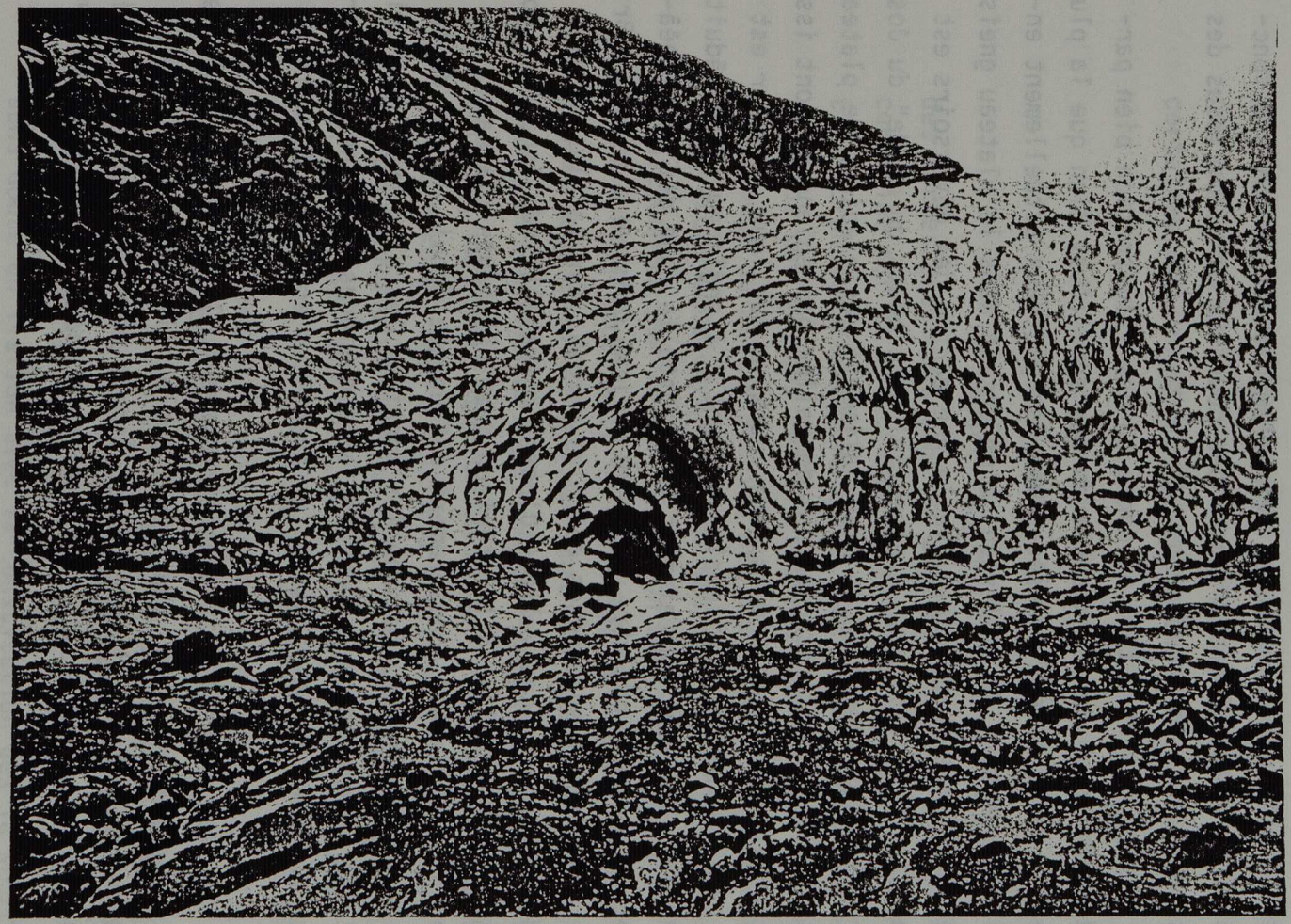


Photo 130 : Le front du Nigardsbre en août 1976.

Glace bleue très peu chargée, et crevassée sur le front convexe. Des chutes de séracs se produisent autour du porche de la grotte creusée par le torrent sous-glaciaire. Le lit rocheux ne présente que des blocs épars ou de petits paquets de moraine de fond.

et par une très faible incorporation de débris provenant du lit rocheux (ph. 130) ; dans les parois de la grotte sous-glaciaire du front, la glace nous est en effet apparue propre jusqu' à la base, lors d'une incursion effectuée en juillet 1978. D'ailleurs, les parties du lit évacuées à l'amont du lac de Nigard depuis la fin des années 1960 présentent une très faible couverture morainique, se réduisant à des poches de sable, de cailloux et de blocs plus ou moins émoussés, conservés dans les creux d'une topographie de raclage parfaitement fraîche, de part et d'autre d'un chenal pro-glaciaire entaillé de quelques mètres dans les gneiss peu divisés du fond. Cependant, l'important système de moraines frontales du Petit Age glaciaire, associé, en avant du lac, à d'importants et grossiers épandages fluvioglaciaires, montre qu'il n'en a pas toujours été ainsi ; lors de cette pulsation, le glacier a pu repousser, tel un bulldozer, les matériaux tombés des parois et mis en place sur le fond lors des périodes précédentes (depuis le Boréal), si ce n'est éroder son lit, en particulier dans l'ombilic surcreusé long de 2 km où se trouve à présent le lac.

Ces phénomènes ont pu être observés sur la langue de l'Austerdalsbre, après la petite poussée de 1975-1976, en juillet 1978. Installé dans une auge creusée aux dépens de granites et d'orthogneiss oeillés de caractéristiques assez voisines de ceux du Nigardsbre, ce glacier apparaît plus chargé, en aval des cascades de séracs de l'Odinsbre et du Torsbre; il présente en surface une alternance classique de bandes ogivales de glace sale et de glace peu chargée (fig. 137). Il s'y ajoute une moraine médiane, à quelque distance en aval du rognon rocheux compris entre le Torsbre et l'Odinsbre (ph. 32) ; son apparition atteste l'importance des mouvements cisaillants de remontée dans la glace en aval des cascades de séracs. Les éboulis étant relativement abondants au pied des parois de la partie aval, dans la partie qui a visiblement été remplie de glace lors du Petit Age glaciaire, ils sont remaniés en moraines latérales par rapport auxquelles le glacier nous est apparu légèrement en retrait (ph. 32) ; ces moraines n'étaient cependant pas encore éboulées, en raison de la présence d'un coeur de glace de glacier qui nous est apparu en plusieurs endroits. Enfin, le front lui-même, qui stationnait à quelques dizaines de mètres en arrière d'un petit vallum morainique édifié un an ou deux auparavant, présentait

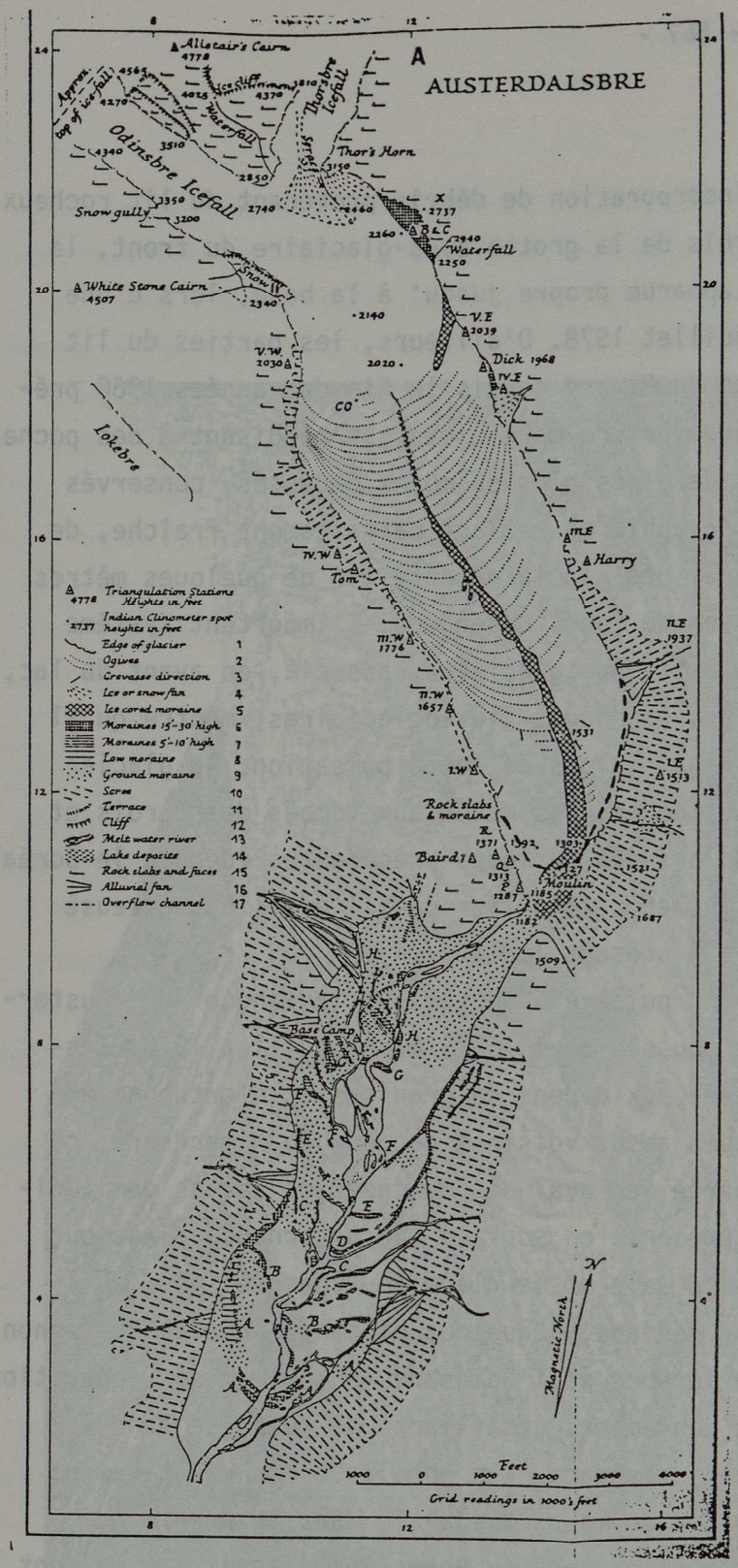


Figure 137 : L'Austerdalsbre et sa zone frontale.

A - Carte géomorphologique (King, 1959).

Traduction de la légende :

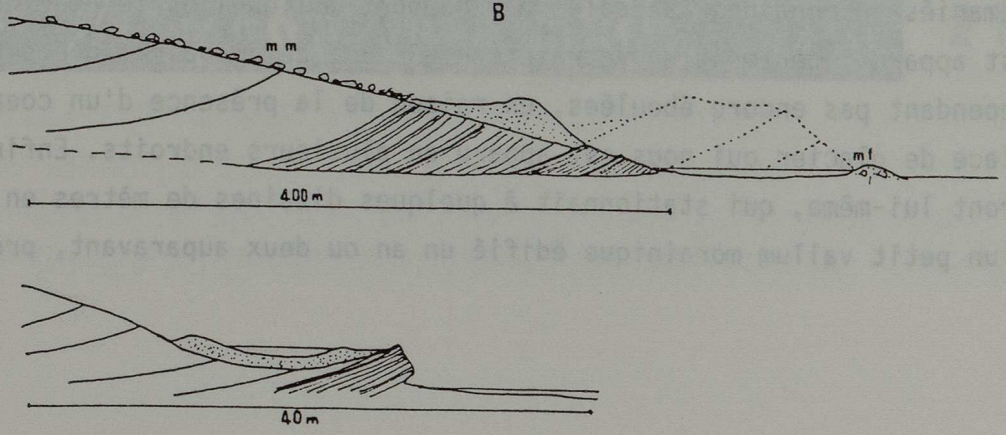
1. Marge du glacier
2. Ogives
3. Direction des crevasses
4. Cône de glace ou de neige
5. Moraine à coeur de glace
6. Moraines de 15 à 30 pieds de hauteur (4,5 à 9 m.)
7. Moraines de 5 à 10 pieds de hauteur (1,5 à 3 m.).
8. Moraine surbaissée
9. Moraine de fond
10. Eboulis
11. Terrasse
12. Corniche rocheuse
13. Chenal d'eau de fonte
14. Dépôt lacustre
15. Dalles rocheuses
16. Cônes alluviaux
17. Chenal de débordement.

B - Coupes dans la zone frontale au 17 juillet 1978.

Des lames de glace très chargée fondent plus lentement que la glace propre dans la zone frontale amincie et en léger recul. Elles retiennent des accumulations de sable et de silt provenant de l'ablation sur place, et surtout des apports par les bédières. La fusion finale de ces lames laisse temporairement de gros paquets sableux troués de kettles.

mm = moraine médiane

mf = moraine frontale



un profil longitudinal légèrement concave, en liaison avec une intense ablation, recoupant les bandes de glace inégalement chargée redressées à 30° vers l'aval ; il disparaissait en partie sous une accumulation de sable et de silts clairs, kame partiellement cimenté par la glace et en voie d'affaissement, retenu par une lame de glace sale incomplètement fondue (fig. 137). En outre, des sables fins et triés avaient été étalés sur la glace par les eaux des bédières circulant au sein de la moraine médiane. Ces dispositions ont surtout pour intérêt de mettre en évidence le caractère actif de l'érosion et du transport glaciaires par une langue qui est pourtant relativement mince et courte (5 km) ; il faut cependant remarquer que l'importance des moraines latérales est sans doute liée à une remobilisation partielle de celles qui ont été abandonnées au cours de la période de recul suivant le Petit Age glaciaire. Mais, sans même faire appel aux phénomènes d'arrachement qui ont pu se produire sur les bases de parois, nous ne pouvons pas exclure non plus un regain des phénomènes de détente consécutif à cet amincissement séculaire, comme en témoigne la fraicheur de nombreuses cicatrices d'arrachement sur les faces des dalles courbes visibles le long de la paroi SW juste au-dessus de la moraine latérale récente . Les apports depuis les hauts de parois sont également importants, comme en témoigne la présence plus à l'amont, sur le glacier même, de cônes d'avalanches en partie alimentés par les chutes de séracs provenant de la calotte sommitale qui déborde légèrement sur les parois (King, 1959 ; fig. 137). L'importance de la moraine de fond, des vallums morainiques et des matériaux fluvioglaciaires mis en place entre la moraine de 1750 et le front actuel témoigne également du caractère actif du glacier, y compris au cours d'une période de retrait (ph. 131). Bien que nous ne dispositions pas de données quantitatives sur la vitesse de l'érosion, nous pensons donc que les glaciers actuels, à l'action desquels il faut ajouter celle des eaux sous-glaciaires, contribuent activement au processus de façonnement et de surcreusement des parties amont des vallées de type islandais.

A la différence du Nigardsbre ou du Tunsbergdalsbre, plus épais dans leurs parties amont, l'Austerdalsbre laisse en outre entrevoir quelques aspects de l'évolution de la paroi amont d'un "bout du monde" sous la glace. En effet, les cascades de séracs de l'Odinsbre

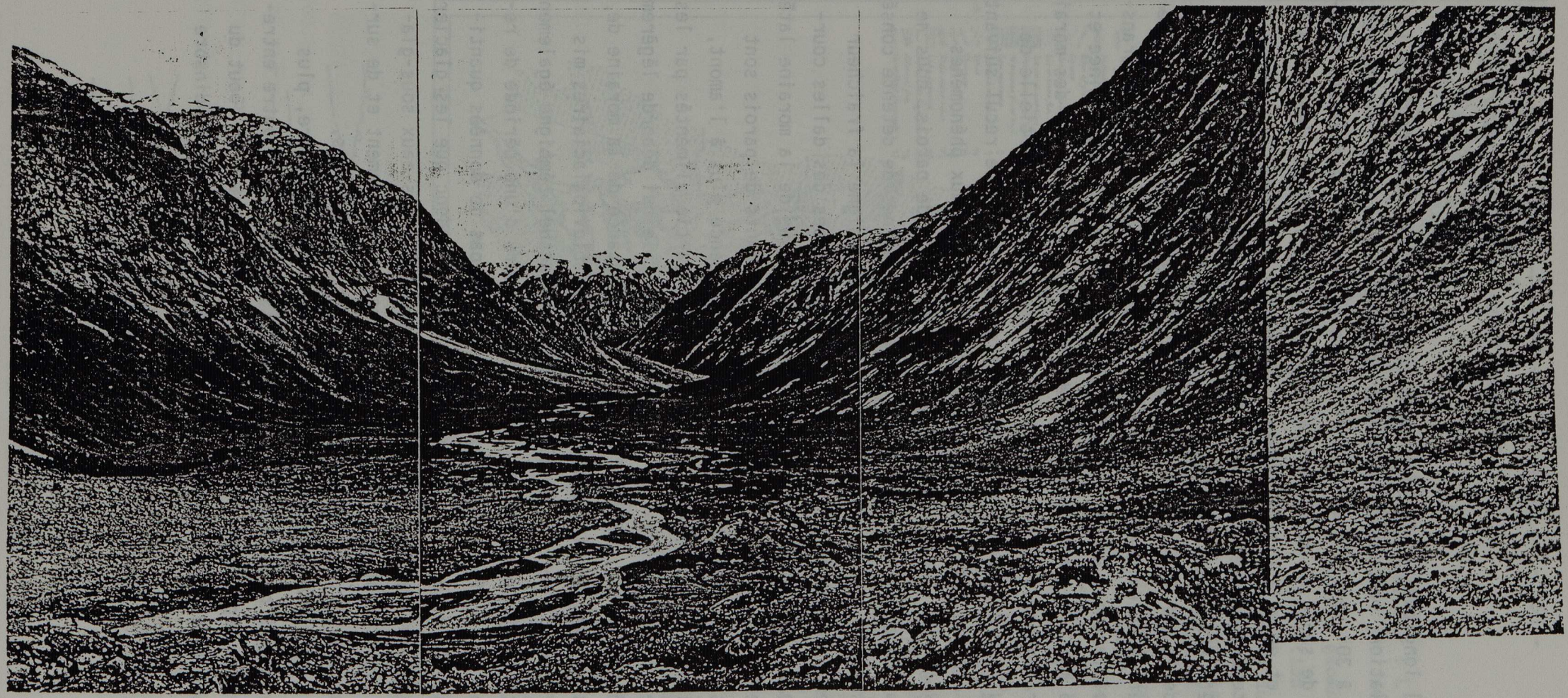


Photo 131 : La zone frontale de l'Austerdalsbre, vu vers l'aval.

Auge parfaitement calibrée dans les orthogneiss œillés du Jostedal, parois à diaclases courbes. "Valley train" entre des bourrelets latéraux modestes représentant les moraines latérales et terminales du Petit Age glaciaire. Faiblesse de l'éboulisation postérieure aux années 1750-1800 (à droite). A gauche, plus loin, un grand cône de déjection interrompt un tablier d'éboulis limité au tiers inférieur de la paroi.

et du Torsbre ne l'occupent que partiellement, sur 750 m de hauteur avec des pentes supérieures à 30° (ph. 32) ; la glace y est mince (6 m au sommet, 40 m à la base) et elle tend à se décoller en plusieurs endroits ce qui, malgré la vitesse (1000 m par an au centre, 500 m par an à la base) lui confère une capacité érosive assez limitée, confirmée par la faiblesse de la charge jusqu'à la base. Seule la partie libre de glace fournit des débris, ceux-là mêmes qui forment la moraine médiane visible à l'aval ; ces débris proviennent principalement du front surplombant d'épaisses dalles courbes parallèles à la paroi : la décohésion par détente, sans doute aidée par la gélifraction, est donc le principal processus à l'oeuvre dans l'évolution actuelle de la paroi, le rôle de la glace étant plus un rôle de nettoyage qu'un rôle direct d'arrachement. On peut cependant penser qu'une invasion des parties actuellement libres de glace augmenterait momentanément l'entraînement des débris partiellement détachés, avant que le glacier ne glisse sur le dos des dalles courbes les plus massives. Par rapport aux périodes d'englacement complet, la diminution des contraintes compressives sur les parois et les fluctuations glaciaires holocènes, accompagnées de phases de mise à l'air libre et de nettoyage accéléré par la glace, sont donc probablement responsables d'un accroissement du recul des parois des "bouts du monde". Parallèlement, le régime d'écoulement en compression à la base des chutes de séracs est probablement responsable d'un épaississement de la glace, d'un glissement basal plus efficace et d'une capacité d'érosion maximale à la tête de la langue de vallée (King, 1959). Une magnifique illustration en est fournie par l'ombilic récemment évacué par le Brigsdalsbre, à la base même de gigantesques parois gneissiques lisses (fig. 138). Le Kjenndalsbre, qui se déverse dans une profonde auge de fracture, doit sa charge plus importante à la forte division des gneiss. En outre, à la décompression, aux arrachements et à l'abrasion glaciaire, dont les marques sont parfaitement visibles à la base des parois (ph. 68) s'ajoute une puissante incision par le torrent sous-glaciaire ; favorisée par l'utilisation de zones de faiblesse mécanique, elle contribue à donner au fond de l'amphithéâtre un profil en V, épousé par la glace, et bien différent du fond plat, à peine marqué par l'incision torrentielle, du Nigardsbre.

Quelle que soit l'importance de l'aménagement actuel, ou ho-

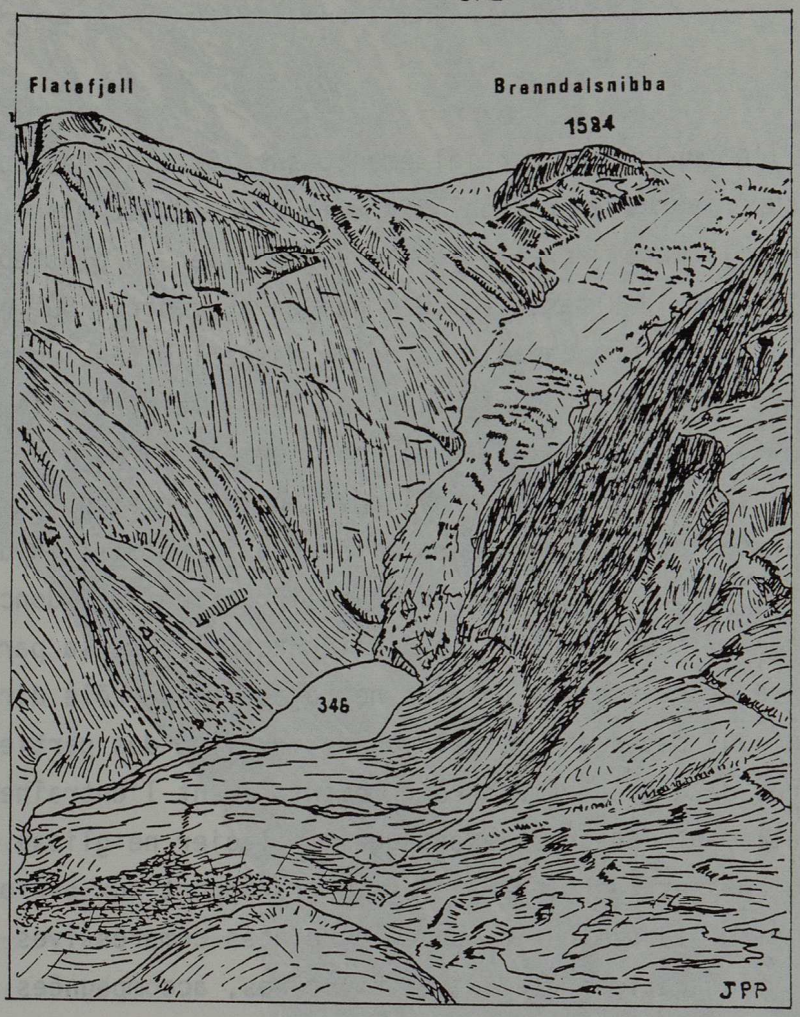


Figure 138 : Le Brigsdalsbre, cascade de séracs dévalant un "bout du monde" aux parois lisses depuis la calotte du Jostedalsbre. Vu vers l'est depuis le Kattanakken.

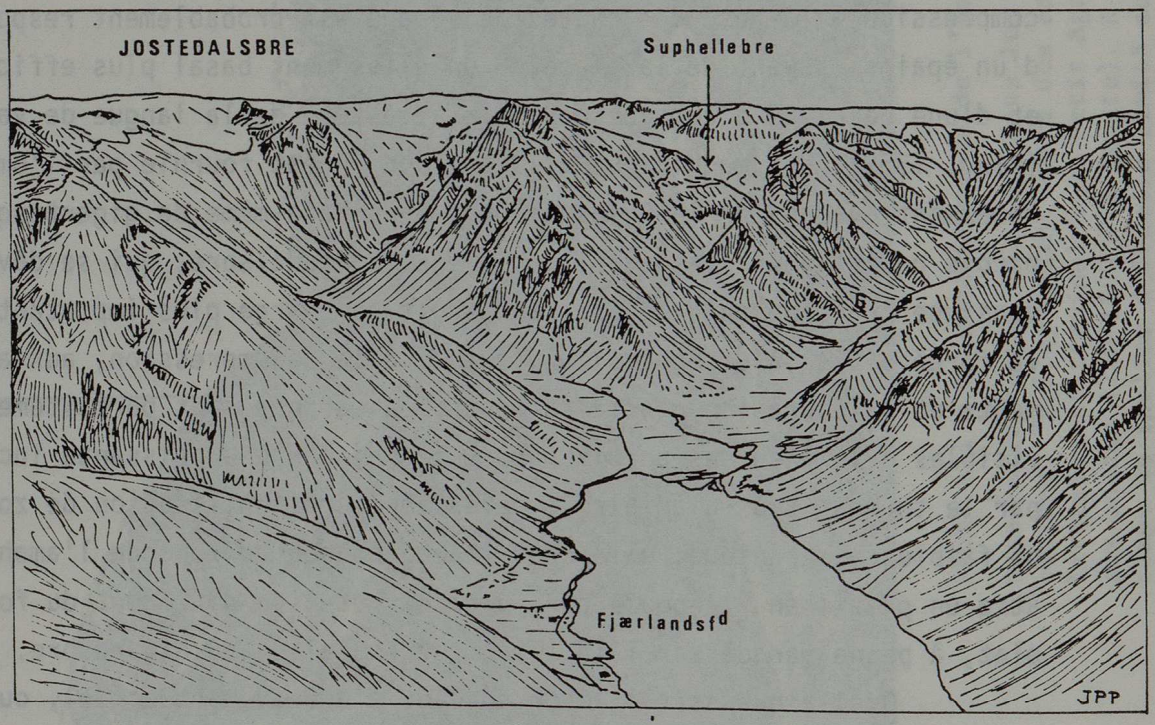


Figure 139 : Le Fjærlandsfjord et le Suphellebre, vus vers le nord. Au pied de la cascade suspendue du Suphellebre, un petit glacier régénéré en voie de disparition (G). D'après photo Normann.

locène, d'une partie des têtes de vallées de type islandais, il est évident que ces processus ne font que prolonger la longue évolution responsable de l'essentiel des volumes, et caractérisée par des englacements beaucoup plus puissants. Les plateaux où elles sont entaillées ont tous constitué de puissants centres de glaciation, pratiquement jusqu'à la fin de la glaciation weichselienne, émettant des langues glaciaires qui ont atteint la tête des fjords pendant une partie du Pré-Boréal (stades de Gaupne et de Høgemo : cf, supra, chapitre III, p.552). L'abondance des matériaux mis en place au front des langues lors de ces épisodes (deltas frontaux dont l'épaisseur peut dépasser la centaine de mètres) atteste l'importance de l'érosion et du transport par ces glaciers, et celle des processus fluvioglaciaires lors des phases terminales de fusion. De tels glaciers, tempérés dans le domaine des vallées , ont sans doute été d'autant plus efficaces qu'ils ont succédé à un englacement complet et que les phénomènes de détente contribuant au calibrage des vallées ont dû accroitre la quantité de débris fournis par les versants partiellement libres de glace. Mais il est probable que les englacements analogues des débuts de glaciation ou de stades glaciaires ont été tout aussi efficaces, avec en particulier un récurage des dépôts morainiques, fluvioglaciaires et de pente formés antérieurement.

Lors du Pré-Boréal, l'établissement de la ligne d'équilibre des glaciers entre 260 et 330 m au-dessous de l'actuelle, et celui de températures estivales moyennes inférieures de 1,6 à 2,1 ° C aux actuelles, ont suffi à assurer l'englacement des vallées profondes dans les bastions culminants du fjell ; il est donc probable que des phénomènes au moins aussi puissants se sont produits à de multiples reprises lors de la glaciation weichselienne et des 400 000 ans qui l'ont précédée (cf. supra, chapitre III, p. 490), même si les conditions d'alimentation depuis une aire océanique gelée ont été moins bonnes. Il faut y ajouter les phases plus ou moins prolongées d'englacement complet, au cours desquelles les écoulements divergents se sont poursuivis. Lors des dernières de ces phases, la profondeur des vallées (700 à 1600 m), sans doute déjà acquise pour l'essentiel, a largement suffi à canaliser des courants de glace sous l'inlandsis. Sur la base de la reconstitution des températures basales de l'inlandsis dans les vallées d'altitude

du Jotunheim, on obtient des températures plus élevées et plus proches du point de fusion sous pression, compte tenu d'épaisseurs de glace pouvant avoisiner 2000 m ou plus, et de vitesses d'écoulement plus élevées à proximité des grands fjords. Il est donc possible que le glissement basal y soit plus largement intervenu, comme dans les fjords qui prolongent ces vallées vers l'aval. Dans ce cas, le creusement des parties des vallées profondes actuellement ou récemment englacées aurait constitué un processus pratiquement continu pendant une bonne partie du Quaternaire.

L'importance du creusement de certaines vallées dès leur tête implique qu'elles aient constitué dès le départ des axes de canalisation de la glace élaborée sur les plateaux, y compris lors de phases où cet englacement était épais et susceptible d'émettre des courants de glace à grande distance des massifs, le long des artères qui sont devenues les grandes auges et les fjords. Une évolution à partir d'entailles pré-existantes déjà profondes est donc probable. Une preuve a contrario en est fournie par quelques vallées peu profondes, bien qu'actuellement occupées par d'importants glaciers de vallées, et qui sont suspendues à des altitudes élevées a-dessus des grandes auges du Jostedalsbre (par exemple, la vallée du Suphellebre, dont le débouché est suspendu à 900m au-dessus d'une des auges qui convergent vers le Fjærlandsfjord : fig. 139). Initialement moins profonde - sans doute un court vallon affluent d'une vallée encaissée le long d'une des zones de faiblesse SW - NE du sud du Jostedalsbre - ou même à peine marquée, la vallée du Suphellebre n'a jamais pu canaliser la glace du plateau lors des phases d'englacement épais, alors que dans les vallées voisines, l'épaississement et l'augmentation de vitesse liée à la canalisation ont permis une puissante érosion. Quant à eux, le glacier actuel, dont la base est plus froide que celle des glaciers installés dans des vallées plus basses (le front actuel est au niveau de l'isotherme 0° C et n'émet aucun torrent constitué), et les glaciers analogues des phases de glaciation de vallée du passé ne sont responsables au total que d'un approfondissement très modeste ; un certain seuil de profondeur initiale, sans doute de peu inférieur aux 500 m qui constituent la profondeur maximale de la plupart des vallées suspendues du Jostedalsbre et du Breheim a sans doute déterminé au sein des plus hauts plateaux le partage entre

les vallées qui ont pu être approfondies et celles qui ne l'ont guère été. Cette profondeur n'a sans doute été atteinte qu'à quelques distance de la tête des vallées, sur les troncs principaux, à moins qu'avant les grandes glaciations pléistocènes, des glaciers des plateaux limités aux bastions culminants n'aient émis des langues de vallée déjà responsables de l'approfondissement et du recul des déversoirs principaux à proximité des zones d'accumulation maximale (lors de la phase de dégradation climatique pré-quaternaire ?). De toutes façons, ces dispositifs impliquent l'existence d'un réseau préglaciaire hiérarchisé et radial déjà nettement incisé sur la périphérie et même à l'intérieur des bastions culminants. Les têtes de vallée initiales, ou parfois les zones de confluence d'amples vallées d'altitude (tête du Nigardsbre) ont été progressivement surcreusés par les flux de glace en compression selon le processus classique d'exagération des ruptures de pente (King, 1959 ; Birot, 1981). Elles ont pu être également aménagées par érosion régressive, selon des modalités dont les processus actuels ne donnent qu'une faible idée (Gjessing, 1965-1966).

L'existence d'un système de vallées d'altitude contrastant avec les auges du système de dissection profonde est plus systématique sur *les plateaux moins élevés ou situés nettement au-dessous de la limite de glaciation actuelle* ; il n'existe d'ailleurs guère d'entailles en "bout du monde" au-dessous des plus basses topographies du fjell. Certes, par rapport aux multiples cuvettes et sillons qui défoncent les hauts plateaux raclés du Breheim méridional et du Jotunheim, les vallées d'altitude plus ou moins évasées qui en sillonnent le coeur constituent des lieux où une certaine canalisation de la glace a été possible. Mais le contraste entre ces lieux d'érosion glaciaire relativement limitée et les secteurs voisins profondément éventrés a pu être interprété par certains comme celui qui existe entre une génération de formes préglaciaires "mûres" faiblement retouchées par les glaciers (formes "paléïques") et une génération de profondes vallées glaciaires. Et comme dans le cas précédent, le fait que le contrôle structural sur la position des ruptures de pente entre les deux systèmes soit souvent approximatif traduit l'influence prépondérante des contrastes d'ordre dynamique.

Aucun de ces plateaux ne semble avoir connu d'importante glaciation limitée aux vallées, si l'on en juge par les séquences glaci-

ciaires récentes et actuelles. Seules quelques petites langues minces occupent des vallons suspendus vers 1300 - 1400 m d'altitude, à la tête des rares vallées qui entaillent la périphérie de petits bastions englacés du nord-est du Jostedalsbre et du Breheim central (Austdalsnutsbre, au sud de la petite calotte de l'Austdalsnut, 1757 m ; ph. 132 ; Fortunsdalsbre et Harbardsbre, nord du Spørteggbre). Le recul des dernières décennies laisse en avant de ces langues des lits rocheux nus, montrant les signes d'un raclage et d'un récurage poussés. Mais au total, les glaciations de vallée sont restées très limitées au sein de ces hauts plateaux. Malgré la rareté ou l'absence de moraines récentes, dues au caractère très peu chargé de la glace issue des petites calottes sommitales, il est à peu près certain, étant donné que les vallons actuellement englacés sont limités par des verrous-gradins bombés hauts de 100 à 300 m, que l'englacement post-weichselien n'a dépassé que de peu le front actuel des glaciers - quelques centaines de mètres peut être. Cette situation est liée à la configuration des lambeaux de plateaux actuellement englacés qui, dépassant à peine la limite de glaciation post-glaciaire, ne portent que des calottes minces, insuffisantes pour émettre des langues importantes ; d'ailleurs, certaines d'entre elles, au nord-est du Jostedalsbre surtout, se détachent directement au-dessus des profondes auges qui sont entaillées à la périphérie des orthogneiss.

Seules quelques vallées du Jotunheim méridional, ont pu être parcourues par les glaces élaborées sur les massifs de gneiss à pyroxènes lors des plus puissantes phases de glaciation de montagne (lac de Bygdin, cuvette du lac Tyin, haut Utladal) ou même dans quelques cirques entaillant les hauts plateaux du sud-est (au sud du Begnadal : Smådal, Hemsedal). Les autres vallées d'altitude ont été occupées par la glace élaborée sur les plateaux où elles s'enfoncent, et ce jusque lors des maxima glaciaires ; en effet, à ces plateaux ont correspondu des zones de culmination des inlandsis (cf. supra, chapitre 3). Or, nous venons de voir que l'englacement des quelques bastions qui surmontent de peu le plateau du Breheim ne suffit pas à l'émission de langues importantes; l'englacement complet des vallées suppose donc que la limite de glaciation descende au-dessous de l'altitude de l'ensemble des plateaux, c'est-à-dire au-dessous de 1400 m dans le Breheim et dans le sud-ouest du Jotunheim, de 1700 m dans le sud-est du Jotunheim. Mais dès que ce seuil



Photo 132 : L'émissaires de l'Austdalsnutsbre et la calotte Vivakulen (annexes NE du Jostedalsbre). Vus vers le N.

Langue glaciaire mince issue d'une calotte analogue à celle du Vivakulen (à droite, 1696 m). Front à 1300 m d'altitude. Le lit rocheux récemment évacué est à peu près nu.

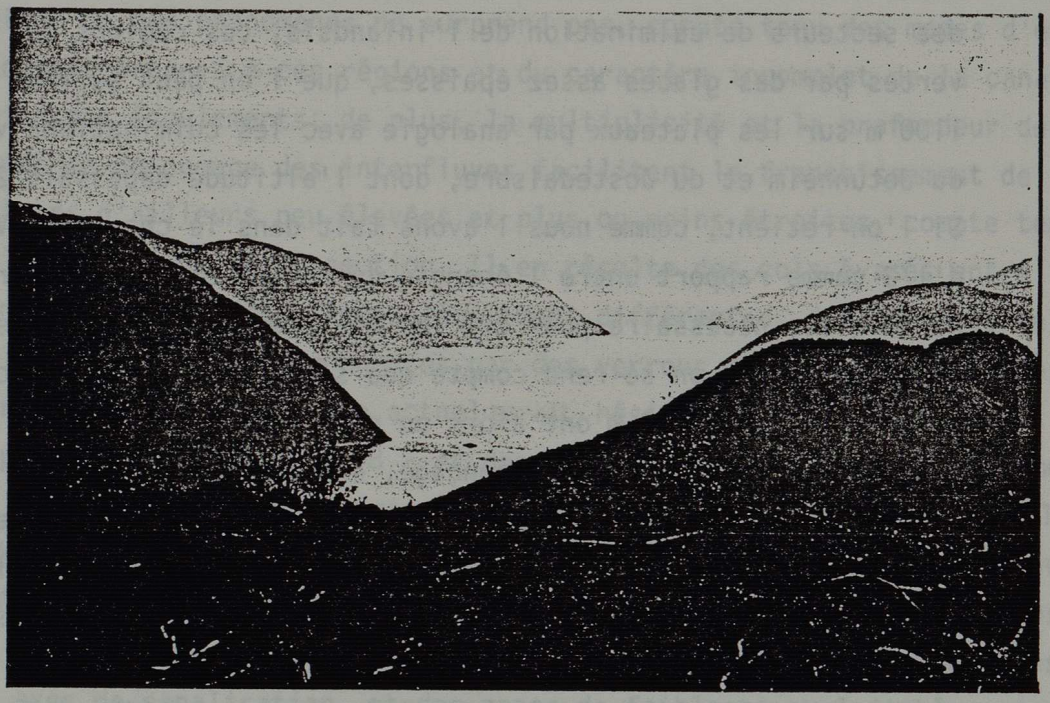


Photo 133 : Le Sognefjord et la pointe de Revsnes. Vus vers l'WSW depuis le massif des Grabrøne (péninsule de Kaupanger).

Larges replats vers 500 m d'altitude, de part et d'autre du fjord, profond ici de 1000 m. Au fond : le bastion mangéritique englacé du Fresvikbre (1660m).

est franchi, ce sont de vastes calottes qui se constituent, en ennoyant l'ensemble du relief. L'illustration en est donnée par la constitution au Pré-Boréal d'une importante calotte glaciaire sur les plateaux du sud-ouest de la nappe du Jotun, et par le maintien de l'inlandsis sur le Breheim et les plateaux du Jotunheim, alors que la limite de glaciation se situait vers 1300-1400 m autour des branches internes du Sognefjord, et probablement vers 1700-1800 m dans le sud-est du Jotunheim (cf. supra, chapitre III, p.556). Dans les conditions assez marginales du Pré-Boréal, et lors de la phase de retrait terminant cette période, un glissement sur le fond, aussi bien sur les plateaux que dans les vallées est attesté (Carlson *et al*, 1979). Mais ces périodes ont été précédées ou suivies de phases d'englacement plus considérable, plus épais, probablement caractérisées lors des maxima glaciaires par de basses températures jusqu'à la base, comme dans les montagnes du Jotunheim.

Dans ces conditions, une bonne partie des périodes d'englacement se caractérise donc dans les vallées d'altitude, par un glissement basal limité et une érosion assez peu efficace. De plus, constituant des secteurs de culmination de l'inlandsis, ces régions ont été recouvertes par des glaces assez épaisses, que l'on peut estimer à 700 - 1100 m sur les plateaux par analogie avec les culminations voisines du Jotunheim et du Jostedalsbre, dont l'altitude dépassait 2200 à 2500m. Si l'on retient, comme nous l'avons fait dans le chapitre IV le seuil d'1/3 comme rapport entre l'énergie du relief et l'épaisseur moyenne de la glace nécessaire pour que les mouvements soient influencés par la topographie, on se rend compte que seules les vallées profondes au minimum de 250 à 400 m ont alors pu canaliser la glace. Les autres, de même que les formes de défonçage, ont été parcourues par des flux de glace plus ou moins indépendants de leur configuration, et n'ont sans doute guère subi autre chose qu'un récurage poussé (vallons de pente indécise sillonnant la fjell d'Aurland et les hautes surfaces défoncées du sud du Lærdal).

L'enfoncement assez brutal des hautes vallées dans le fjell correspond au franchissement de ce seuil de profondeur. Il se fait par des amphithéâtres aux rebords émoussés, bien caractérisés dans les orthogneiss du sud du Breheim, où les vallées présentent des profils

transversaux en berceau (par exemple au nord du Greinbre, ph. 33) ainsi que dans l'ouest et le sud-est du Jotunheim, où des corniches correspondant à des lames de roches massives couronnent le sommet des versants (fjell d'Årdal : ph.56). Il résulte là encore du processus d'exagération des ruptures de pente déjà décrit dans les "bouts du monde" des vallées profondes. Les amphithéâtres multiples et diversement orientés qui se sont ainsi constitués à la tête des entailles linéaires contribuent, avec leur fond fréquemment surcreusé, à donner un aspect chaotique aux plateaux déjà crevés par les innombrables cuvettes du système de défonçage. Exploitant les lignes de fractures des gneiss du Breheim, et surtout les systèmes monoclinaux ou plissés de l'ouest et du sud-est de la nappe du Jotun, ils paraissent d'autant moins ordonnés que le système de dissection dont ils constituent la tête est lui-même organisé de façon complexe (cf. supra, p.757). En dehors des hautes vallées du Breheim méridional (Fortunsdal, Mørkrisdal), qui s'enfoncent assez rapidement par paliers vers le Lustrafjord et qui présentent des dispositifs dendritiques, et hiérarchisés, les traces de diffluence et de transfluence sont en effet omniprésentes. L'intervention de ces phénomènes ne surprend pas, compte tenu des modes d'englacement propres à ces régions et du caractère incomplet de la canalisation des écoulements; de plus, la multiplicité et la profondeur des formes de défonçage des interfluves facilitent le franchissement de cloisons d'ailleurs peu élevées et plus ou moins étroites, compte tenu de la densité de la dissection. Il en résulte des cols évasés entre d'amples vallées d'altitudes légèrement différentes, des ombilics reliés à plusieurs vallées divergentes par des verrous d'altitudes subégales entre lesquels le drainage actuel paraît hésiter - le lac Tyin en est le plus bel exemple : pl. 8 - et des vallées à double sens d'écoulement que traverse l'actuelle ligne de partage des eaux (Tyin, haut Lærdal, Mørkedal). L'organisation des vallées reflète les avantages qui se sont créés au profit d'une vallée ou de l'autre en fonction des migrations des zones de culmination, des inégales possibilités d'écoulement dans les axes de canalisation, et des zones de faiblesse exploitables par l'érosion mécanique. Bien que les profils longitudinaux restent modérément inclinés à l'intérieur de ces vallées d'altitude, la plupart des tronçons sont dénivelés entre eux, les confluences s'effectuant systé-

matiquement par des gradins de quelques dizaines de mètres à 100 ou 200 m de hauteur, au-dessous desquels les surcreusements sont fréquents (par exemple, sur le haut Fillefjell, ph. 122). Dans ces conditions, il paraît assez vain de chercher à reconstituer ici la configuration des réseaux préglaciaires, même s'il est tentant de rechercher, comme Rudberg (1976) et ses prédécesseurs, les dispositions "en hameçon" des affluents pour détecter les parties du cours des vallées principales qui auraient subi un renversement de drainages (haut Lærdal en amont du confluent avec le Valdresdal ? : pl.8)

De même que dans le sud du Breheim, ces dispositions sont moins généralisées dans le sud-ouest du Jotunheim, où l'enfoncement des vallées est un peu plus rapide en direction du bassin de Voss, situé au-dessous de 600 m d'altitude (Jordal, au nord du Nærøyfjord). Sans doute initialement plus encaissés, dans cette région plus proche de la façade maritime, ces systèmes dendritiques s'enfonçant de 400 à 600 m dans les plateaux du Fresvikbre et du Stølsheim par des "bouts du monde" plus vigoureux présentent sans doute un cas intermédiaire entre celui des vallées profondes des hauts bastions englacés et celui des vallées d'altitude des plateaux moins élevés de l'intérieur. N'étant pas situées en contrebas d'un puissant centre de glaciation, mais d'un plateau moins élevé et plus morcelé que celui du Jostedalsbre, ces vallées ont en effet bénéficié de moins bonnes conditions d'approfondissement, même si l'enfoncement par paliers en aval de chaque confluence et le caractère suspendu des affluents révèlent un aménagement glaciaire important. Mais elles ont aussi mieux canalisé la glace, en contrebas d'interfluves plus élevés et plus infranchissables.

L'aménagement glaciaire des vallées d'altitude et de leurs profils est incontestable. L'approfondissement reste cependant modeste par rapport à celui des grandes auges qui les recoupent, d'autant plus que dans leur partie aval, immédiatement, au-dessus des ruptures de pente, leur fond se situe à des altitudes à peine inférieures à celles des fonds de bassins et des grands replats où s'enfoncent les grandes auges. Les considérations qui précèdent montrent que les conditions d'englacement sont en grande partie responsables de cette situation, surtout si on les compare avec celles des hauts bastions profondément disséqués. Ces conditions sont elles-mêmes liées à la moindre altitude

de ces plateaux, et à leur situation plus interne ; ces deux faits expliquent en outre que la dissection initiale y ait été moins profonde que dans les hauts plateaux dominant directement les grandes zones déprimées plus proches de la façade maritime (haute cuvette de Kaupanger, gouttière du Sognefjord...) Sans exclure le rôle de blocages structuraux de l'enfoncement, dont nous avons montré la réalité dans trois grandes vallées du Jotunheim des plateaux (Tyedal, Lærdal, Mørkedal : chapitre II, et Peulvast, 1978), on peut donc penser que l'existence et les caractéristiques du système de dissection d'altitude sont liées à l'existence de seuils d'altitude (pour les plateaux) et de profondeur (pour les vallées initiales) en deçà desquels l'approfondissement glaciaire reste modeste. A l'inverse, l'enfoncement brutal du système de dissection profonde répond au franchissement de ces seuils, et reflète à la fois de façon indirecte et directe le contrôle structural.

c. dissection des hauts plateaux : les dynamiques et l'organisation des formes de dissection profonde.

A l'exception des grandes auges encaissées dans le Jostedalsbre, les vallées et les fjords du système de dissection profonde s'emboîtent dans les parties basses du fjell, en prolongeant ou en recoupant les vallées d'altitude. A cette caractéristique elles doivent d'avoir surtout été englacées lors des phases de glaciation d'inlandsis, les plateaux environnants n'étant pas assez élevés pour avoir constitué des centres de glaciation autonomes. La séquence que nous avons retracée dans les parties internes du Sognefjord à la fin de la glaciation weichselienne illustre bien ce fait ; il n'y a qu'un très bref stade intermédiaire entre l'épisode du Dryas récent au cours duquel l'ensemble des vallées et des fjords est englacé, mais au sein d'un inlandsis, et ceux du Pré-Boréal où des glaciers de vallée s'individualisent, mais après avoir évacué les fjords et en se cantonnant aux parties amont des vallées. Au seuil topoclimtique responsable de ce phénomène, nous avons d'ailleurs ajouté celui qui est lié aux possibilités du vêlage des glaciers sur les fjords profonds et qui explique le stationnement des langues là où la profondeur devient insuffisante et interdit la flottaison (cf. supra, chapitre III, p.553).

Le domaine de dissection profonde correspond donc à *des sec-*

teurs où l'englacement n'a pu être que général, et épais . De plus, son emboîtement en contrebas de régions basses situées à l'intérieur du bourrelet montagneux, entre de puissants centres de glaciation, explique que les phénomènes de convergence de flux glaciaires y aient été considérables (Linton, 1963). Nous avons vu dans le chapitre précédent, que ces phénomènes s'étaient traduits sur les plus bas étages du fjell et sur le plancher de couloirs intramontagnards comme celui du Bøverdal par une accélération des flux et des possibilités de glissement basal, peut être jusque lors des maxima glaciaires. La canalisation, la vitesse, l'épaisseur et a fortiori l'échauffement et le glissement basal ont donc été encore plus importants dans ces vallées, encaissées de 600 à 2500 m dans les plateaux ; l'érosion glaciaire y a bénéficié des conditions optimales, ce qui explique les surcreusements parfois énormes caractéristiques de ce domaine. La seule exception concerne l'Ottadal qui, appartenant au versant oriental du bourrelet était sans doute moins profondément encaissé au départ que les systèmes du Sognefjord ou du Nordfjord et qui ne se situe pas dans une zone de convergence des flux ; il a au contraire été franchi transversalement par la glace s'écoulant du Jotunheim vers le nord lors des périodes d'englacement généralisé, ne parvenant à canaliser les écoulements que lors des phases initiales de glaciation de montagne. Aussi cette vallée, qui s'enfonce par paliers successifs depuis la région de Grotli et le NE du Jostedalsbre est-elle moins profondément creusée que les autres et, nous le verrons, plus empâtée.

La répartition des bassins et des couloirs intramontagnards où les écoulements convergents ont optimisé les possibilités de surcreusement est étroitement guidée par la structure. Il est donc normal que la répartition des entailles profondes et la localisation des secteurs d'enfoncement plus ou moins brutal le soient également, même si les modalités de ce contrôle vis-à-vis des processus de différenciation du fjell (utilisation d'étroites zones de faiblesse mécanique dans l'axe ou sur les bords de couloirs et des cuvettes : Utladal, Lustrafjord ...; enfoncement en aval de sections d'altitude calées sur des roches pourtant déprimées au niveau du fjell, telles que les micaschistes : Tyadal, Lærdal, Mørkedal, Aurlandsdal). L'enfoncement est très rapide au sein des couloirs intramontagnards, dès que les massifs environnants sont

suffisamment proches les uns des autres (Utladal, entre Hurrungane et les pics de Smørstabb ; Bøverdal entre les pics de Smørstabb et le Breheim), probablement grâce à un effet Venturi déjà suggéré par Linton (1963). Ailleurs, il se produit aux confins des bassins où s'emboîtent les grandes vallées et les fjords, dans de courts tronçons pentus, coupés par des séries de verrous - gradins ; les dénivellations atteignent 1000 à 1500 m en une dizaine de km. La disposition de ces tronçons évoque le rôle d'une brutale érosion régressive de part et d'autre d'ombilics profondément surcreusés qui suivent les plus grandes zones de faiblesse (autour de l'Utladal - Årdalsvatn : Fardal, Fossdal, autour du Fortunsdal - Lustrafjord : Helgedal, fig. 35 ; Dalsdal, Krokadal, ph. 64) et les zones de convergence majeure, au coeur des bassins les plus déprimés (région de confluence du Lustrafjord, de l'Årdalsfjord, de l'Aurlandsfjord et du Sogndalsfjord, à la tête du tronc principal du Sognefjord). La fenêtre gneissique de Lærdal et d'Aurland, qui jouxte cette région et où s'enfoncent brutalement de grandes vallées vers les fjords serait donc indirectement victime de la sensibilité du massif du Sogn vis-à-vis de l'érosion linéaire, tandis que les môles du Breheim et du Jotunheim méridional, dont les altitudes modérées et la position dans la zone de partage des eaux ont concouru à assurer la faible dissection, ont continué à résister. Dans ces conditions, les ruptures de pente soulignent autant les dispositifs majeurs que les structures qui, rencontrées au cours de l'enfoncement, ralentissent l'approfondissement ou l'érosion régressive (par exemple, dans le Dalsdal et l'Øvstedal, affluents suspendus et fortement inclinés du Lustrafjord et du Sogndalsfjord, dont la tête est calée sur le toit des gneiss plongeant vers le Faltungsgraben ; cf. supra, chapitre II).

Sur le versant oriental, l'enfoncement de certaines grandes vallées (Øystre Slidre, Begnadal) s'accuse au sortir de la nappe du Jotun, du fait de l'exagération glaciaire de la rupture de pente entre les plateaux du Jotunheim et ceux du Valdres ; de même, l'enfoncement rapide des vallées vers le système du Sogneford résulte probablement de l'exagération de ruptures de pente analogues sur la périphérie d'un réseau incisé dans la cuvette de Kaupanger. Il reste cependant difficile de les localiser et d'affirmer comme H. Holtedahl (1975) à propos du Hardangerfjord que la reprise d'érosion préglaciaire préfigurant l'enfon-

cement des fjords s'est traduite autour des grandes artères par des entailles, peut être des incisions torrentielles, recoupant brutalement une génération antérieure de vallées très évasées, mais restant très courtes et limitées aux régions déjà déprimées. Le recoupement de la vallée suspendue du Jordal par la tête du court et profond Nœrøydal (Reusch, 1901 ; H. Holtedahl, 1960, fig. 77) montre cependant que de telles incisions, qui ont été allongées par une importante érosion régressive liée au processus de surcreusement ont été effectivement très courtes, tout au moins au sud du Sognefjord.

La puissante canalisation des courants de glace responsable des énormes surcreusements dans les systèmes du Sognefjord et du Nordfjord est sans doute initialement liée à l'utilisation de réseaux de ce type qui, dirigés vers la façade maritime et en grande partie emboîtés dans les parties basses du fjell, ont coïncidé approximativement avec les axes des zones de convergence majeures de la glace des inlandsis. L'effet de canalisation a donc été d'autant plus aisé que les reliefs d'échelle moyenne du lit glaciaire étaient de disposition conforme à celle des grands courants induits par les dispositifs majeurs. Néanmoins, un minimum de profondeur a été nécessaire à l'intervention de ce phénomène : c'est ainsi que le chapelet de sillons orthoclinaux suspendus qui s'étend devant le front NW de la nappe du Jotun, parallèlement au Sogndalsfjord, n'a pas constitué, avec ses profondeurs de 200 à 250 m, un axe de canalisation (pl.6). Il est vrai que le Sogndalsfjord proche a concentré les écoulements venus de l'est du Jostedalsbre et du Lustrafjord à quelques km plus au SE, ce couloir étant donc parcouru et aménagé transversalement ou obliquement par la glace venue des massifs du Voggebre et du haut Sogndalsdal.

S'il est probable que les systèmes dendritiques des parties internes des fjords dérivent de l'aménagement des parties convenablement orientées et suffisamment profondes de réseaux initiaux, il est difficile de le prouver directement. Certes, les replats anorthositiques et gneissiques de basse altitude (450 à 600 m) qui encadrent sur quelques km de longueur le Sogndalsfjord et surtout le Sognefjord au SW de Kaupanger (ph. 133) ont été interprétés comme les vestiges de vallées préglaciaires (Ahlmann, 1919). Mais bien que la glace y ait été moins active que dans les énormes auges qui s'y emboîtent et que leur existence

soit associée à des situations en angle mort dans des secteurs de confluence (débouché de l'Aurlandsfjord) ou dans les versants convexes de grands coudes (aéroport de Sogndal, Fimreite : pl. 6 ; replat du Flatafjell), les marques d'un puissant raclage y sont évidentes, comme sur le fjell voisin. De plus, à l'irrégularité des modelés du détail liée à l'exploitation des multiples discontinuités des anorthosites s'ajoute le caractère très relatif de la concordance altitudinale ; certains replats sont d'ailleurs calés sur des contacts structuraux majeurs (replat gneissique du Flatafjell, au front de la nappe du Jotun, cf. supra, chapitre II, p.403). Sans exclure une évolution à partir d'anciens fonds de vallées préglaciaires, nous n'y voyons donc que des jalons douteux, dont la configuration ne permet d'ailleurs pas d'expliquer la localisation des tronçons d'auge qui s'y emboîtent (ph. 133).

Les profils en long des vallées et des grands fjords qui les prolongent sur le versant occidental du Sogn-Jotun reflètent très exactement les caractéristiques dynamiques des glaciers qui les ont façonnés, comme l'a déjà établi Ahlmann (1919). La structure y intervient cependant, à la fois par son influence sur la disposition des volumes majeurs du relief et par les conditions offertes aux processus de creusement (Chapitre II). En aval des têtes de vallées brutalement encaissées à basse altitude, les profils en long présentent une pente d'ensemble modérée, jusqu'au débouché sur la mer. A cette caractéristique, considérée comme typiquement glaciaire par Linton (1963) s'ajoute une extrême irrégularité de détail des profils, avec de multiples alternances de verrous et d'ombilics, telles que celle qui a été décrite le long de l'Austerdal - Veitastrondsvatn par King (1959). Les grands surcreusements, qui se localisent aussi bien dans la nappe du Jotun que dans les gneiss de l'Ouest le long de grandes zones de faiblesse plus ou moins bien prouvées (Chapitre II), commencent généralement dans les secteurs de confluence, qu'il s'agisse des lacs des parties amont (Dalavatn : pl. 6 ; Veitastrondvatn, en aval du confluent avec les auges issues des annexes méridionales du Jostedalsbre) ou des fjords (Lustrafjord en aval du confluent du Mørkristal et du Fortunsdal ; Årdalsfjord et Årdalsvatn en aval du confluent du Tyadal, de l'Utladal et du Fardal ; Lærdalsfjord en aval des confluents avec les auges venus des "bouts du monde" de la fenêtre de Lœrdal : Tynjadal, Råsdal ; Aur-

landsfjord au confluent de l'Aurlandsdal et du Flåmsdal ; Innviksfjord Nordfjord dans la région de confluence de Stryn - Loen). Dans les auges subaériennes comme dans les parties sous-marines des fjords, les vallées affluentes sont d'ailleurs toujours suspendues au-dessus des troncs principaux qui s'approfondissent en aval (par exemple dans le Jostedal en amont de Fåbergstøl : ph. 33 , ou à Flatejord : ph. 119 ; ou encore le long du Lustrafjord : ph. 64 et du Sognefjord ; fig.80). Sans même parler de l'énormité de certains ombilics (jusqu'à - 1308 m pour le Sognefjord) nous rejoignons donc tous nos prédecesseurs dans l'idée que l'aménagement des profils longitudinaux dans les systèmes de dissection profonde traduit un rôle déterminant, sinon exclusif des glaciers, et que rien n'y subsiste des probables dispositifs fluviatiles antérieurs.

L'exceptionnelle ampleur des surcreusements dans les systèmes du Sognefjord et du Nordfjord provient de ce qu'ils s'inscrivent dans des bassins encadrés par certains des massifs les plus élevés et les mieux alimentés en neige de la chaîne des Scandes. De plus, à l'épaisseur des courants de glace, qui s'est accrue avec le surcreusement au fil des glaciations (2,5 à 3 km au minimum dans le Lustrafjord et le Sognefjord) se sont probablement ajoutées *des vitesses d'écoulement considérable* , en raison de la coïncidence avec les flux centrifuges de l'inlandsis, de la pente régionale vers la façade maritime et de l'effet Venturi intervenant aussi bien au niveau du fjell (entre Jostedalsbre et Fresvikbre, par exemple) que dans les auges, malgré leur calibrage à des dimensions impressionnantes (4 à 6 km au sommet pour le Sognefjord, sur 2 à 2,5 km de profondeur totale). La canalisation par les auges n'a d'ailleurs pas empêché l'intervention d'un puissant raclage sur le fjell autour de ces grands axes, jusqu'à des altitudes considérables (Chapitre IV), ni celle de phénomènes de diffluence ou de transfluence ; dans la région basse de Sogndal - Kaupanger, ces écoulements sont responsables de l'aménagement des couloirs suspendus qui relient le Lustrafjord et le Sognefjord au Sogndalsfjord (couloirs et trouées de Marifjøra, de Solvorn et de l'Årøyelv, divergeant autour de la cuvette de Hafslo entre plusieurs klippes de la nappe du Jotun ; couloir d'Eide, entre la petite cuvette surcreusée de Kaupanger et le Sogndalsfjord : pl. 6). Dans ces cas, le moindre encaissement initial

au sein d'une région déjà déprimée, la faiblesse mécanique des cloisons anorthositiques et la puissance des apports de glace depuis le sud et l'est du Jostedalsbre sont probablement responsables du fonctionnement de diffluences depuis les ombilics irréguliers et relativement étroits de la zone frontale du Jotun (Barsnesfjord, Sogndalsfjord) et du report de l'aire de convergence majeure plus à l'est. L'organisation de la région de confluence du Sognefjord intérieur est donc elle aussi fortement marquée par l'empreinte glaciaire.

d. dissection de la façade maritime.

L'empreinte glaciaire n'est pas moins importante dans les systèmes de dissection des régions de façade. Certes, il est classique de les opposer aux régions de l'intérieur en se référant à la brutale diminution de profondeur des fjords près de leur embouchure, que l'on attribue depuis Ahlmann (1919) à la diminution de l'épaisseur de la glace vers la périphérie, et au brusque ralentissement lié à la cessation de la canalisation au sortir des hauts plateaux et des massifs montagneux (par exemple, le Sognefjord au niveau du Sognesjø, fig. 80). Mais les phénomènes de surcreusement y restent importants, et certaines dispositions en plan ne peuvent être que le résultat d'aménagements par des écoulements diffluents et transfluents.

L'organisation des grandes coupures et des entailles aux modelés rocheux dans les parties les plus aérées des Lofoten - Vesterålen porte la marque de l'aménagement glaciaire. C'est bien sûr le cas de tous les secteurs surcreusés, occupés par des lacs ou par la mer. Excavées jusqu'à des profondeurs de 350 à 634 m dans le secteur de confluence assez interne des glaces venues de l'Ofoten et du Tysfjord (Sagfjord, Okssund, ombilic du Vestfjord au nord de Hamarøy : pl.5), ou de 120 à 227 m dans l'archipel proprement dit (Sortlandssund, Hadselfjord, Eidsfjord, Vesterålsfjord), les principales artères témoignent de l'action de *courants de glace canalisés épais et rapides* au sein d'entailles dépassant au total 800 à 1400 m de profondeur. La preuve de leur origine glaciaire est fournie par l'existence de contre-pentes et de verrous rocheux sous-marins ou partiellement émergés qui les séparent de la plate-forme continentale et qui se situent au débouché d'auges elles-mêmes très larges (5 à 10 km, et plus pour le Vestfjord)

sur de véritables golfes (Vestfjord à l'ouest de Hamarøy) ou sur la façade externe (Hadselfjord, Vesterâlsfjord). La diminution d'épaisseur et de vitesse liée à l'étalement de la glace dans la zone frontale de l'inlandsis explique là aussi la diminution de sa capacité érosive.

L'analyse des modalités de déglaciation de la région a montré que leur existence ne peut être associée qu'à des phases d'englacement généralisé et d'ennoyage de la plus grande partie des reliefs, à moins que de puissants et durables épisodes de glaciation de montagne précédant la constitution des inlandsis n'aient pu assurer le fonctionnement de grands glaciers de vallée (par exemple dans l'Eidsfjord, encadré par les montagnes du centre et du SE de Langøy). La même remarque est d'ailleurs valable pour les glaces moins actives qui ont occupé les formes de basse altitude en dehors des massifs montagneux. Il est en tout cas certain que le glissement basal de la glace de ces courants a partout été possible, dans la mesure où la faible canalisation de la glace plus mince qui a couvert les plateaux vers 300-400 m d'altitude a suffi à permettre des phénomènes de raclage, y compris lors des maxima glaciaires (chapitre IV). Cela ne signifie pas cependant que l'efficacité érosive ait partout été plus importante que sur le fjell, ni que les dynamiques glaciaires soient seules responsables de l'organisation de toutes les formes de dissection et de l'individualisation des grands volumes du relief.

Le fait que les principaux ombilics aient été évidés selon des directions obliques ou parallèles au front de l'inlandsis (cf. supra, chapitres I et III) montre que la tendance à un écoulement centrifuge de la glace a été beaucoup moins déterminante que la disposition des grandes structures et des axes initiaux de canalisation. En effet, ces ombilics sous-marins s'inscrivent dans certains des couloirs qui constituent les articulations majeures du relief régional, et ils n'en occupent d'ailleurs pas toute la section puisqu'ils sont encadrés par les banquettes plus ou moins étroites qui prolongent le strandflat. Larges de 5 à 10 km et plus (20 à 60 km pour le Vestfjord) et généralement inexplicables par la seule érosion différentielle, ces couloirs plus ou moins rectilignes ne sont pas assimilables aux formes de dissection que nous avons rencontrées dans l'intérieur, et ils représentent très probablement le résultat de l'aménagement de grandes articulations

d'origine tectonique, comme cela a été prouvé dans le cas de Vestfjord. Le fait qu'ils aient canalisé les plus puissants courants de glace et qu'ils aient été les plus profondément surcreusés le long de leur partie axiale, implique qu'ils aient constitué dès les premières glaciations les plus profondes et les plus larges des parties basses du relief régional. D'ailleurs, des dépressions de même orientation, mais de dimensions plus modestes, comme le couloir de Borge-Leknes large de 2 à 4 km et profond de 400 à 900 m, n'ont pas suffi à canaliser un courant important lors du dernier maximum glaciaire, comme le montre l'absence de surcreusement notable ; il est vrai que ce couloir se situe dans une partie déjà externe de l'archipel, où l'inlandsis était plus mince qu'à l'emplacement des grands fjords et détroits (800 m ?). Il semble en tout cas qu'une largeur initiale supérieure, et surtout un plus grand développement longitudinal entre les blocs montagneux aient été nécessaires à une puissante canalisation.

Mais plus encore qu'au sein des blocs montagneux où des transfluences ont permis la constitution de quelques trouées transversales, l'ennoyage des reliefs plus aérés et souvent étroits qui constituent la plus grande partie de la région a été suffisant pour que les tendances centriguges de l'écoulement aient permis l'aménagement de courtes trouées entre les grands axes d'écoulement, le long de zones mécaniquement fragiles. Ainsi s'explique le façonnement des couloirs qui relient les principaux fjords ou les bassins intérieurs à la façade maritime en contribuant au découpage des massifs. Les uns, coupés par des cols peu élevés, témoignent du débordement de la glace des grands fjords par de courts vallons échancrant la crête des cloisons montagneuses (trouées de la cloison SE de Vestvågøy, du col de Ramsvik à celui de Vikjorda - Lynge , en passant par ceux de Hage, du Kjønndal, de Valberg Hellosan ; trouée de Vik, dans la cloison NW de l'île). Les autres, plus larges et creusés au-dessous du niveau de la mer sur tout ou partie de leur longueur, constituent les détroits séparant les différentes îles (Sundstrømmen, Nappstrømmen, Sundklakkstrømmen, Børøysund) ou des percées reliant les bassins intérieurs aux façades externes par delà des isthmes surbaissés et étroits (couloirs de Tangstad, des Borgepollene : ph. 3, du Steiropollen - Urvatn, sur Vestvågøy, pl. 2 ; couloirs de Hamsund et du Kulfjord sur Hamarøy : pl. 5 ; couloirs de

Søberg, de Borge - Strømsjøen, d'Eidet, de Malnes, du Jørgenfjord et de Kråkeberget, dans l'ouest de Langøy, pl. 4). Ces percées sont surcreusées à des profondeurs de quelques dizaines de m à 100 m dans les parties plus ou moins calibrées qui sont encadrées par des massifs ou des blocs de plateaux souvent peu élevés (ph. 19). De même que dans les détroits, la profondeur décroît bruquement au sortir des reliefs, et le fond se raccorde au strandflat partiellement émergé (par exemple, le Sundklakkstrøm et le strandflat de Gimsøy : fig. 28), ou aux parties faiblement immergées de cette plate-forme (c'est le cas le plus général).

Les traces de l'aménagement glaciaire sont donc évidentes dans les formes et dans l'organisation même de ces trouées qui, à une exception près (Sundstrøm, emboîté dans une ample gouttière ; fig. 11) dérivent de coupures moins importantes et moins continues que celles qui ont canalisé les grands courants de glace. Elles sont également évidentes dans les bassins intérieurs plus ou moins parallèles à la façade, où sont excavés des ombilics multiples et peu profonds, parfois sur la plus grande partie du fond (Hamarøy, pl. 5). Les écoulements longitudinaux y ont pourtant été subordonnés par rapport à ceux qui les ont traversés vers les troués externes, ce qui explique la localisation de la plupart de ces ombilics au droit des trouées (fig. 21).

On notera cependant dans ce quadrillage complexe, dont l'organisation n'a rien de fluviatile, une remarquable concordance altitudinale entre une grande partie du plancher de ces bassins, les banquettes qui longent les fjords et les seuils rocheux qui ferment les détroits et les ombilics des trouées (par exemple, dans le bassin central du lobe de Bø, sur Langøy, ph. 19). On peut s'interroger sur l'aptitude des glaciers à façonner à une altitude aussi constante, et voisine du niveau de base, les éléments d'un piédestal commun à tous les reliefs de la région, alors qu'ils montrent partout leur capacité à creuser à des niveaux très variés. Il est vrai que l'on ne peut être sûr de l'intervention d'un creusement glaciaire effectif que dans les ombilics rocheux et dans les couloirs sans tête qui traversent les alignements de reliefs : le problème de l'origine de ce piédestal - le strandflat - ne peut pas être résolu à ce stade de l'exposé.

Tous les systèmes de dissection aux modelés rocheux présentent les marques de l'aménagement glaciaire, avec l'organisation apparemment anarchique de certains réseaux (formes d'altitude et systèmes de dissection de la façade maritime surtout) et l'aspect heurté des profils longitudinaux. Mais ces aménagements n'impliquent pas forcément des modifications majeures des réseaux initiaux, si déterminants dans l'organisation des écoulements glaciaires. Il subsiste d'ailleurs bien des incertitudes sur l'ampleur de l'érosion glaciaire dans certaines vallées ou parties de vallées. L'étude des modalités du creusement et de la mise en valeur des structures qui leur est associée permet de préciser ce point.

2. Les profils, les modelés et les modalités du creusement

Parmi les formes de dissection où les modelés de raclage glaciaire tiennent une place plus ou moins exclusive, on peut distinguer celles où ces modelés, caractérisent des formes de creusement linéaire dont les fonds et les versants présentent des marques typiques de l'aménagement glaciaire, et celles où ils sont associés à des formes et à des profils beaucoup moins typiques (replats, fonds de bassins ou de couloirs peu ou pas surcreusés). Mais il existe également des vallées, ou des tronçons de vallées qui montrent les traces d'importants aménagements fluviatiles associés ou non à la présence de glaciers et où une origine exclusivement glaciaire n'est pas concevable non plus.

a. modelés glaciaires et formes de creusement linéaire : une érosion différentielle glaciaire dans les hautes vallées du fjell.

L'intervention d'un creusement glaciaire est indéniable, nous l'avons vu, dans tous les systèmes de dissection des régions étudiées. Mais l'ampleur de ce creusement apparait inégale, surtout lorsque l'on considère le contraste entre les formes d'altitude et les entailles des systèmes de dissection profonde. En outre, les mécanismes du creusement n'y sont pas tous les mêmes, ce qui explique des différences dans l'aspect des vallées et dans les modalités d'exploitation des structures.

En dépit de leur profondeur relativement faible (moins de 400 m), *les vallées d'altitude* des hauts plateaux sont généralement bien calibrées dès leur tête, quelle que soit la structure. C'est d'ailleurs ce qui les distingue des chapelets de cuvettes et de sillons plus ou moins dissymétriques que nous avons rattachés aux formes de défonçage du fjell. Mais ce calibrage s'accompagne d'un fort contrôle structural sur les profils transversaux et les formes de détail, et non seulement sur les tracés.

Au sein des orthogneiss relativement peu divisés du sud du Breheim, les vallées sont partiellement guidées par des zones de fractures ou par des passées plus intensément jointées. De telles zones de faiblesse mécanique peuvent se traduire par des dissymétries locales lorsqu'elles constituent des dispositifs grossièrement monoclinaux (Austdalsnutsbre, ph. 132), ou par des ressauts dans les portions de versants calées sur des lèvres de fractures (haut Greindal, à la tête du Mørkrisdal). Elles guident aussi en partie les ombilics lacustres allongés et faiblement surcreusés qui constituent localement le fond des vallées. Les verrous qui limitent ces cuvettes correspondent aux passées les plus massives, par exemple sur le haut Fortunsdal et le Medal, où le verrou de Nørdstedalsseter (ph.133) correspond à une large bande constituée par des bancs peu inclinés et faiblement divisés (moins d'une diaclase par mètre, joints espacés de 20 à 200 cm: éch. 917) de gneiss oeillés à biotite, à l'amont d'un secteur plus intensément écrasé prolongeant vers l'ouest un des écaillages du toit du socle (pl.7). C'est églament le cas dans le haut Sprangdal entre 1300 et 1100 m d'altitude, où des verrous correspondent à des bancs massifs doucement inclinés vers l'ESE qui constituent également des ressauts obliques dans les versants (ph. 33). Mais la plupart des ruptures de pente dans les profils longitudinaux, qui comportent des verrous bombés à roches moutonnées, correspondent à des confluences de vallées situées à des niveaux inégaux et ne peuvent pas être attribuées à des dispositifs morphostructuraux particuliers. De même, le calibrage des vallées et la relative régularité d'ensemble des profils transversaux en berceaux évasés ne sont guère perturbés par les accidents mineurs qui viennent d'être mentionnés. Ces caractères s'observent d'ailleurs aussi bien dans les roches dépourvues d'orientation (granites du Medal et du haut Nørdstedal, pl.7) que dans les gneiss plus ou moins lités, que ceux-ci soient forte-

ment redressés (Austdalsnutsbre) ou en faible pendage (Nørdstedalsseter).

En revanche, la répartition des modelés reflète plus fidèlement les nuances d'ordre structural au sein des roches massives entaillées par les vallées d'altitude. Les traces d'arrachements sont plus fréquentes sur les petits reliefs et aspérités de style monoclinal qui accidentent le fond concave des vallées axées sur des bandes plus nettement orientées, divisées et redressées (Austdalsnutsbre : ph. 132). Les reliefs de détail et les modelés s'organisent alors de la même façon que sur les portions du fjell correspondant aux mêmes structures. Les faces amont et le sommet des verrous qui correspondent aux passées les plus massives présentent de magnifiques ensembles de roches moutonnées qui prennent l'aspect de dalles bombées surbaissées lorsqu'elles correspondent partiellement aux plans structuraux de bancs faiblement inclinés (Nørdstedalsseter : pl. 7). Des traces d'arrachements sont cependant visibles le long des zones de fractures qui les traversent, dans les versants où le recoupement de ces bancs donne naissance à de multiples ressauts métriques superposés ; il en est de même sur la face aval de ces verrous peu accentués, où le polissage reste cependant remarquable. Les traces de détente paraissent absentes de ces vallées peu encaissées. Sans préjuger de l'influence de leur forme initiale, nous ne pouvons mettre leur calibrage et leur façonnement en berceau qu'en rapport avec des marques de raclage, de plucking et d'abrasion sur le fond, de plucking prédominant dans les bases de versants (ph. 33). On remarquera d'ailleurs que les profils transversaux, qui impliquent une attaque assez importante de la base des versants par rapport au creusement du fond, correspondent bien aux profils paraboliques le long desquels tendent à s'égaliser les frottements à la base des glaciers tempérés sous l'effet de la pression hydrostatique (Birot, 1981, p. 502 et 522). Les marques glaciaires sont en tout cas pratiquement exclusives, tandis que l'empreinte des écoulements d'eau liquide est faible ou inexistante au sein de ces roches résistantes ; les torrents issus des névés ou des glaciers de plateaux s'étalent en effet sur les roches moutonnées en passant d'encoignures en couloirs de fractures sans faire autre chose que contribuer à leur nettoyage. Le torrent proglaciaire de l'Austdalsnutsbre ne semble pas circuler autrement sous

la zone frontale de ce glacier.

Les mêmes mécanismes suffisent à rendre compte du façonnement et du calibrage des vallées d'altitude entaillées dans les plateaux du sud-ouest et du sud du Jotunheim et dans leur bâti plus hétérogène. Mais comme sur le fjell, ils sont responsables d'une mise en valeur assez fidèle des contrastes structuraux, à l'échelle des formes d'ensemble des vallées comme dans les modelés. Ainsi s'expliquent les blocages structuraux auxquels est partiellement liée la répartition des formes d'altitude. Un des plus beaux exemples est celui du système lac Tyin et du Tyedal, à l'est d'Årdal, avec le contraste entre les formations hétérogènes et inégalement divisées du Jotun, où sont excavés l'ombilic principal de Tyin et la gorge de raccordement du Tyeadal à l'Utladal (Moadal, en aval du Holsbruvatn), et les formations métasédimentaires sous-jacentes amenées à l'affleurement par un axe anticlinal et faiblement incisées (sparagmite du Valdres, micaschistes surtout : cf. supra, chapitre II, p. 376). Le quarrying est probablement responsable du surcreusement de la cuvette du lac Tyin aux dépens des mylonites basales de la nappe du Jotun, tandis que les bancs plus massifs de gneiss acides des niveaux supérieurs sont façonnés en roches moutonnées sur les ressauts qui dominent la rive est du lac (fig. 74). Mais les micaschistes qui se relèvent vers l'ouest dans l'ondulation anticlinale complexe de Tyin (fig. 74) apparaissent rebelles à l'incision, puisqu'ils constituent le large verrou qui retient le lac Tyin à l'ouest. Amincie à cet endroit, lors du développement de la surface principale du Sogn, la sparagmite du Valdres surincombante a été crevée et évidée en une sorte de boutonnière dont les talus bordiers ont reculé sans doute en bonne partie sous l'effet de l'érosion glaciaire, grâce à la sensibilité au quarrying des bancs plus ou moins minces et hachés de diaclases verticales serrées qui affleurent dans les corniches (Mannsberg, ph. 59). A l'inverse, l'érosion glaciaire n'a que très peu entamé les micaschistes à exsudats de quartz qui, du lac Tyin aux abords du Biskopvatn, donnent une surface substructurale dans le fond et dans le versant sud de ce tronçon approximativement orthoclinal (ph. 134) ; constituant une sorte de large verrou surbaissé, ils ne sont que très légèrement surcreusés, de quelques dizaines de mètres, à l'emplacement du lac Torolmen, et ce à la faveur de zones de fractures plus serrées



Photo 134 : Le Tyadal et le verrou de micaschistes du lac Torolmen
Vus vers le sud.

Roches moutonnées dont la dissymétrie souligne la structure (pendage ouest; la glace s'écoulait vers la droite).



Photo 135 : Cannelures glaciaires sur la face amont du verrou anorthositique de Fimreite (Sognedalsfjord).
La glace remontait vers l'observateur. Photo A.Henry.

qu'ailleurs. Bien que ces roches essentiellement micacées (éch. 69) soient tendres et aisément délitables à l'échelle de l'échantillon, elles sont en fait très massives, du fait du grand espacement des diaclases et des joints ouverts. Déjà remarqué sur le fjell, ce phénomène se traduit par des modelés d'énormes dos de baleine surbaissés et de roches moutonnées présentant de magnifiques polis glaciaires recoupant la schistosité sous des angles faibles (ph. 134). Leurs dissymétries sont beaucoup plus liées à la structure qu'aux contrastes classiques entre les faces amont et aval des aspérités du lit glaciaire (encoignures et faces abruptes tournées vers l'amont glacier, qui est aussi l'amont-pendage) ; la lourdeur des rebords émoussés de ces petits reliefs monoclinaux atteste une relative incapacité de la glace, qui est restée modestement canalisée ici, à exercer des actions d'arrachement sur ce matériau. Seule l'abrasion est intervenue, en dehors de couloirs de fractures espacés où les traces de plucking sont plus évidentes, et le creusement qui lui est lié est resté fort modeste, sans doute en liaison avec le caractère faiblement chargé de la glace. L'enfoncement de la Tya dans ces roches à la faveur des couloirs de fractures montre qu'elles peuvent pourant être sensibles à l'érosion linéaire (ph. 134). Or, celle-ci ne joue qu'un rôle très limité, et les modelés comme les caractères morphostructuraux ne traduisent dans ce court tronçon de vallée que l'intervention de l'érosion glaciaire. Ces caractères, l'absence d'affluents et le blocage sur les micaschistes nous incitent d'ailleurs à la considérer comme le résultat exclusif d'un aménagement glaciaire, probablement sous l'effet d'une diffluence à travers une cloison étroite et peu élevée séparant la cuvette du lac Tyin d'une courte vallée cataclinale affluente de l'Utladal. Les modalités de l'érosion différentielle y sont en tout cas les mêmes que dans les formes de défonçage du fjell environnant.

Il en est de même dans la section de cette vallée qui s'enfonce plus profondément vers l'ouest au sein de la sparagmite du Valdres (fig. 75) en adoptant localement un tracé orthoclinal sur le flanc nord de l'anticlinal qui prolonge celui du lac Tyin en plongeant vers l'WNW (ph. 60). La dissymétrie du profil transversal, les formes des versants et du fond sont sous l'entière dépendance de la disposition et des contrastes mécaniques des bancs de quartzites à lits micacés,

inclinés et inégalement divisés (10 à 80 cm d'épaisseur, 1 à 3 diaclases par m). Le quarrying y est responsable des systèmes longitudinaux de corniches, de vires, de sillons et de crêtes de style monoclinal (visibles sur toute la section, ainsi que du creusement de larges couloirs transversaux aux parois verticales, le long de grandes zones de fractures rectilignes. Sur le fond, les petits reliefs monoclinaux longitudinaux ont induit des phénomènes de "streaming" (Boulton, 1979), qui se sont accompagnés d'une abrasion différentielle responsable de la formation de véritables ensembles de drumlins rocheux et de cannelures géantes (ph.60). Bien qu'elle soit nettement suspendue au-dessus de la gorge entaillée dans les roches basiques et les gneiss clairs fortement fracturés du Jotun, ployés au NW vers le "Faltungsgraben", cette section ne témoigne pas à proprement parler d'un blocage structural. Mais on constate là encore que *l'existence d'une érosion différentielle glaciaire contrôlant la forme d'ensemble de la vallée* , et non seulement les formes de détail, *accompagne une relative modération de l'incision* (profondeur inférieure à 600 m).

Cette relation se vérifie dans les autres vallées d'altitude du Jotunheim des plateaux, où les blocages structuraux mettent également en valeur les propriétés mécaniques contrastées des unités superposées (cf. supra, chapitre II). Qu'il s'agisse de micaschistes (haut Aurlandsdal) ou de gneiss précambiens massifs (Mørkedal immédiatement en amont de la gorge de raccordement avec le Lærdal, fig. 75), les unités dont la limite supérieure constitue le niveau de blocage se signalent par leur faible macrofissuration, contrastant avec celle des unités supérieures, essentiellement des lames de roches cristallines plus ou moins mylonitisées et fortement fracturées. Les phénomènes d'arrachement ont été particulièrement efficaces dans celles-ci ; elles constituent de part et d'autre des corniches montrant les traces d'un façonnement et d'un redressement sous l'effet de l'exploitation des systèmes de diaclases verticales et des plans de cisaillement peu inclinés, et d'un véritable sapement lié à l'exploitation des mylonites basales. La faible sensibilité des premières à ces processus suffit à expliquer leur dégagement et leur relative immunité, sur de courts tronçons dont la pente structurale coïncide plus ou moins avec la pente de la vallée. Cette coïncidence est cependant fort brève dans tous les cas, et la vallée ne tarde pas à s'enfoncer dans ces formations, dont le

toit constitue dans certains cas un replat visible sur quelques km (Lærdal, Mørkedal : Peulvast, 1978). Ce phénomène permet de souligner que la résistance de ces roches au creusement glaciaire n'est pourtant pas une donnée absolue, puisque dans les parties aval des mêmes vallées et dans d'autres secteurs, elles sont également entaillées par de profondes auges. Elle se manifeste essentiellement dans les conditions d'un creusement vertical modéré à travers des empilements d'unités variées et faiblement inclinées, en l'absence d'une trop puissante canalisation glaciaire et surtout d'une vigoureuse incision initiale permettant l'intervention d'autres processus que le plucking et l'abrasion. Elle disparaît au voisinage des grandes auges, dans les tronçons soumis à une puissante érosion régressive (gorge de raccordement du Mørkedal au Lærdal, également entaillée dans les gneiss précambriens). Les glaciers ne sont les agents d'une érosion différentielle assez fidèle que lorsqu'ils exercent un creusement modéré. Dans ces conditions, le quarrying n'a guère de prise sur le toit des formations les plus massives, et seule l'abrasion parvient à l'entamer sur de faibles épaisseurs. Mais dès que le creusement est amorcé, sous l'effet d'une incision antérieure ou de l'érosion régressive, d'autres processus, absents des formes d'altitude (phénomènes de décompression) prennent le relais en réduisant très fortement les avantages de ces roches.

C'est également à une relative modération du creusement que sont liées les dissymétries dues à l'excellente mise en valeur des structures fortement inclinées de la bordure NW de la nappe du Jotun, au voisinage des grandes auges du Bøverdal, du Lustrafjord (sillon de Hafslo-Marifjøra) et du Sognefjord (région de Vik : Øvrisdal, Bøadal). En effet, les sillons orthoclinaux façonnés dans les micaschistes et les quartzites au NW du Bøverdal dans le secteur Høydalsvatn - Nettoseter (fig. 67), ainsi que les tronçons SW - NE du Bøverdal et du Leirdal entre Bøvertun - Bøverkinnhalsen et Galdesand (pl . 7) ne dépassent pas 250 m de profondeur pour les premiers, 500 m pour les seconds. La glace canalisée entre le Breheim et le rebord NW du Jotunheim a mis en valeur, comme sur le fjell, l'alternance de bancs de micaschistes, de quartzites, de schistes carbonatés et de marbres en respectant particulièrement les niveaux les plus massifs et les plus épais de micaschistes quartzeux et de calcshistes à pyrites. Ceux-ci, faiblement jointés (tous les 40 à 400 cm), donnent les principaux crêts, ainsi que des

ressauts bombés et polis sur le front de ces crêts, et parfois des formes à diaclases courbes, aussi bien dans les versants structuraux de revers que sur les abrupts frontaux, le long des rares secteurs surcreusés (secteur du Bøvertunvatn, fig.39). On constate d'ailleurs que les roches du même type qui arment le lourd versant structural de Joranger, sur le flanc NW du sillon de Hafslo - Marifjøra se comportent exactement de la même façon (ph.65). Ces roches sont pourtant fort tendres à l'échelle de l'échantillon, comme les "phyllites" du Tyedal. Mais à l'échelle macroscopique, elles ne se divisent que le long de diaclases et de fractures espacées de plusieurs mètres, donnant une faible prise aux processus d'arrachement.

A l'inverse, l'installation de la vallée dissymétrique du Leirdal dans les *quartzites* entre sa sortie du Jotunheim et le confluent avec le Bøverdal est liée à la forte fracturation de ces roches, qui les rend très sensibles au quarrying (sommet du banc quartzitique du Leirâsfjell, où l'intercalation de nombreux lits micacés accroit la fissilité). Ces roches ne sont en relief que là où elles constituent des bancs plus massifs, comme sur le Leirâsfjell qui contribue à séparer le Bøverdal du Leirdal sur plusieurs km (pl. 7).

Les niveaux exploités par l'érosion mécanique restent cependant peu épais, et les sillons s'apparentent plus à des méga-encoignures longitudinales ou légèrement obliques qu'à de véritables dépressions orthoclinales. Un bel exemple en est donné par le court Dummdal, un affluent légèrement suspendu du haut Bøverdal, descendu comme celui-ci du Sognefjell, de 1250 à 990 m d'altitude (pl. 7). Il s'agit d'une vallée dissymétrique et peu profonde (300 m), creusée sur 2 km au contact d'une épaisse série de quartzites et de micaschistes quartzeux en pendage 40° SE qui se prolonge au SW vers le Sognefjell (Dummhø, 1634 m) et de la série sous-jacente de schistes carbonatés et de calcaires suivie plus au NE par le Bøverdal (fig.66). Entre les grandes corniches rocheuses de quartzites du versant SE et le versant substructural à ressauts de micaschistes et de calschistes qui lui fait face, le fond étroit encombré de blocs de quartzite tombés des corniches est guidé par un banc de marbre épais de 10 à 15 m, fort massif, et compris entre deux niveaux schisteux. La minceur du banc compense sa fracturation assez faible et inégale (1 à 3 diaclases par mètre) pour expliquer sa mise

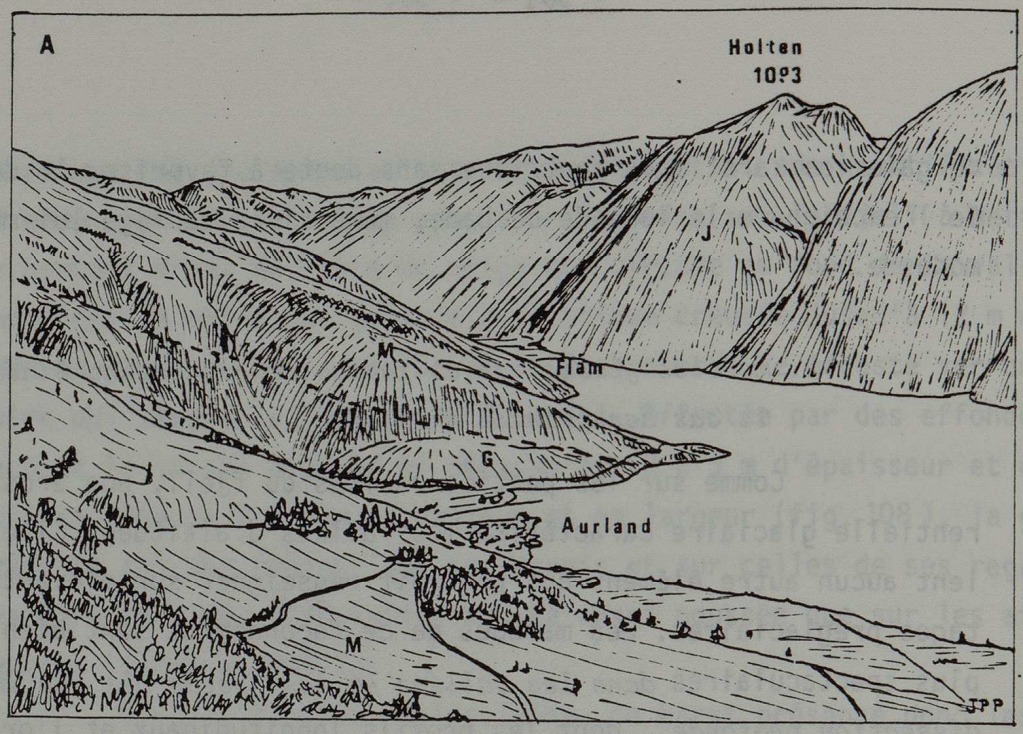
en creux. Mais sa principale caractéristique est une karstification du même type que celle que nous avons décrite sur le fjell à Nettoseter; Le torrent d'eau de fonte de neige qui circule au fond de la vallée empreinte en effet une galerie discontinue creusée jusqu'à 12 m au-dessous du plancher de la vallée et ce jusque sous le modeste verrou calcaire qui sépare le Dummdal du Bøverdal. Affectée par des effondrements récents là où son plafond ne dépasse pas 2 à 3 m d'épaisseur et où le calibre dépasse 3 à 4 m en hauteur et en largeur (fig. 108), la galerie présente sur ses voûtes, sur ses parois et sur celles de ses regards les marques d'une dissolution active aussi poussée que sur les affleurements calcaires voisins.

Bien qu'il soit pelliculaire, ce karst présente donc les signes d'une évolution assez poussée, et paraît tout à fait semblable à celui du fjell de Nettoseter pour lequel nous avions envisagé une probable origine pré-weichselienne allant de pair avec une faible efficacité du raclage glaciaire (cf. supra, chapitre IV, p.603) ; un certain amincissement des voûtes de la galerie sous l'effet de ce raclage peut cependant être responsable des effondrements qui l'interrompent, autant que la continuation holocène des phénomènes de sapement mécanique et de dissolution par les eaux froides et acides du torrent souterrain (température de 5° C et p.H. de 5,2 mesurés le 25 juillet 1975). Là encore, l'étroit contrôle structural des formes et du profil transversal de la vallée va donc de pair avec une érosion glaciaire verticale relativement modeste ou lente, du même ordre que celle qui prévaut sur le fjell. L'existence de verrous, d'ombilics surcreusés (Svartjørn) et celle de roches moutonnées sur le fond et sur les versants quartzitiques de la partie amont montre pourtant que ce creusement n'est pas négligeable, tout au moins près de la tête que le déversement des glaces du Sognefjell a façonnée en une sorte de "bout du monde" peu profond ; il est vrai que cette partie de la vallée ne témoigne que d'un contrôle structural plus approximatif, au contact des micaschistes et des quartzites surincombants , alors que les marbres disparaissent rapidement vers les sud-ouest. Il est d'ailleurs probable qu'un léger évidement initial du banc calcaire a facilité l'incision ultérieure, bien que celle-ci soit guidée avant tout par les nombreuses alternances et discontinuités mécaniques. Le déblaiement glaciaire des parties affaissées

de galeries karstiques contribue sans doute à favoriser le développement de l'encoignure le long de ce banc, même si le raclage lui-même y est modeste.

b. modelés glaciaires et formes de creusement linéaire : le cas des grandes entailles

Comme sur les parties raclées du fjell, une érosion différentielle glaciaire caractérise les vallées d'altitude. Elles ne recèlent aucun autre élément qui pourrait renseigner sur d'éventuels héritages préglaciaires. Les marques de ce façonnement sont bien sûr encore plus spectaculaires *dans les vallées et les fjords des systèmes de dissection profonde* , dont les profils longitudinaux et l'organisation ont déjà montré le caractère entièrement glaciaire. Mais dès que les profondeurs deviennent plus importantes (plus de 500 m), le contrôle structural dire et sur les formes d'ensemble des vallées ne se fait plus sentir, si ce n'est dans le profil transversal des parties coïncidant avec des contacts majeurs accompagnés de forts contrastes mécaniques. C'est en partie le cas du Barsnesfjord et du Sogndalsfjord, en disposition approximativement orthoclinale près du front NW de la nappe du Jotun (pl. 6 et fig. 79). Leur profil dissymétrique d'ensemble, ainsi que la localisation des ombilics et des verrous traduisent une forte dépendance vis-à-vis des caractéristiques mécaniques des roches (cf. supra, chapitre II, p. 399). Les niveaux résistants, qui constituent des éléments de versants structuraux dans le flanc NW (gneiss oeillés d'Ølnes, mangérites et diorites à Åbyrge et au-dessus d'Oskjestrond), les verrous de Barsnes, de Loftesnes et de Nornes, ainsi que quelques replats dans la paroi SE (anorthosites massives à intercalations mélanocrates du Nipa et de Fimreite) portent les marques d'une abrasion intense ; il s'agit de roches moutonnées et parfois de systèmes de profondes cannelures attestant selon Gjessing (1965-1966) et Goldthwait (1979) l'intervention d'écoulements plastiques de glace rapide, fortement chargée en débris près du fond grâce à la prise en charge de blocs dans l'ombilic situé à l'amont (face amont du verrou anorthositique de Fimreite, ph. 135). Mais le principal agent du creusement est le quarrying, qui s'est exercé le long des niveaux mylonitisés (lame de roche quartzo-faldspathique, base de la nappe du Jotun),



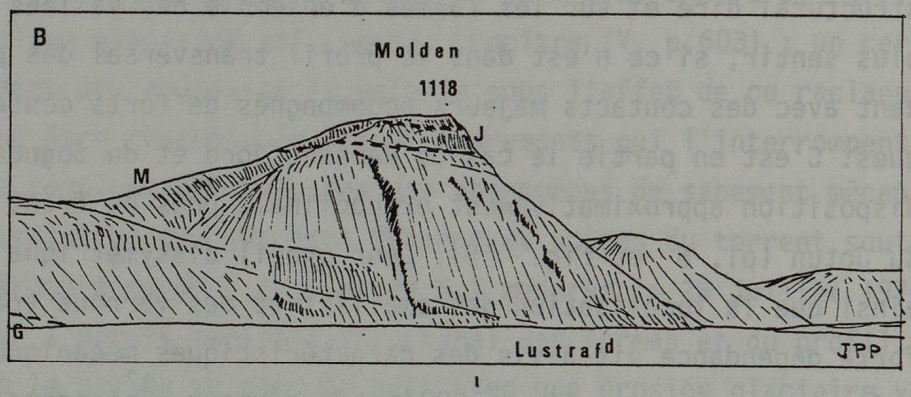


Figure 140 : Versants structuraux et auges glaciaires du Sogn.

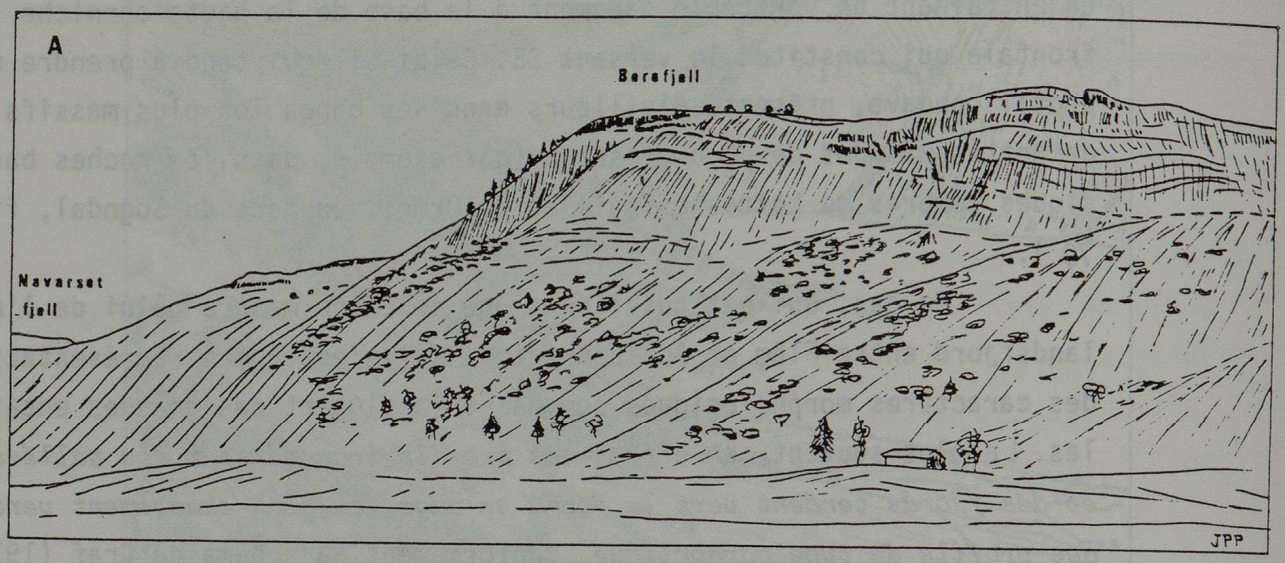
A - Le fjord d'Aurland, vu vers le SSW depuis Kwam.
J : roches du Jotun (mangérites). M: micaschistes
G : gneiss du socle précambrien (l'ensemble est en pendage ouest, sur la retombée de la fenêtre de Lædal-Aurland).
Forte dissymétrie des versants, le versant est étant pratiquement structural.

B - Le Lustrafjord et le Molden, vus vers le nord depuis le ferry Solvorn-Ardal.
J : roches du Jotun (anorthosites sur roches basiques et intermédiaires mylonitisées). M : nappe de Molland; G : gneiss

Klippe dominant un grand versant à lourds ressauts rocheux obliques.

en entraînant un véritable sapement à la base de la haute corniche frontale qui constitue le versant SE. Celui-ci, qui tend à prendre un profil concave, présente d'ailleurs dans ses bancs les plus massifs de nettes marques de décompression (par exemple, dans les roches basiques sombres du Loftesnesfjell et de Drogi, en face du Sogndal, fig. 79).

Ce cas, qui est aussi dans une certaine mesure celui de l'Aurlandsfjord entre Flåm et Aurland (fig. 140) n'est guère représentatif des caractères morphologiques communs à la plupart des grandes entailles. Le plus souvent, en effet, *les profils transversaux des vallées et des fjords tendent vers la forme en auge, ou plus exactement vers des profils de type parabolique,* conformément au schéma de Graf (1970), quelles que soient les structures traversées. Certes, les contrastes structuraux s'expriment dans les versants, sous la forme de corniches de ressauts, de replats qui les rendent plus ou moins irréguliers. Mais le plus souvent, ils n'engendrent pas de dissymétries majeures même dans une vallée orthoclinale comme celle de l'Oftedal, un affluent suspendu du Lærdal qui débouche au-dessus de l'hôpital de Lærdal ; il est vrai qu'à l'exception de la mince bande de mylonites qui sépare les roches basiques du Jotun des gneiss précambriens de la fenêtre de Lærdal, l'ensemble est très massif et finalement assez homogène au point de vue mécanique (fig. 76). Il en est de même que sur les flancs du Lustrafjord, où le quarrying n'est responsable de la mise en valeur de la superposition de gneiss, de micaschistes et de quartzites inégalement divisés que sous la forme de replats et de ressauts parfois spectaculaires, l'ensemble conservant une forme d'ensemble en auge relativement symétrique (fig. 140, ph.64). Les plans de cisaillement qui découpent les anorthosites du massif du Sogn n'ont guère plus d'expression dans les flancs des fjords (Nærøyfjord, Aurlandsfjord au NW d'Aurland : ph. 136). Dans certains cas, les contrastes mécaniques liés aux superpositions ne font qu'accentuer le caractère parabolique du profil, avec la présence de corniches subverticales correspondant à des unités minces mais relativement peu divisées (micaschistes quartzeux) au sommet de versants concaves développés dans les unités sous-jacentes. Nous avons observé ce dispositif à deux reprises, sur des tronçons de vallées entaillées dans les gneiss de l'ouest, là où ils plongent sous les unités ployées dans le Faltungsgraben (vallée cataclinale du Sogndalsdal, sous le Tylderingen : fig. 141 ; vallée orthoclinale du Bøverdal sous le Læshø - Storhø : fig.141B). Plus gé-



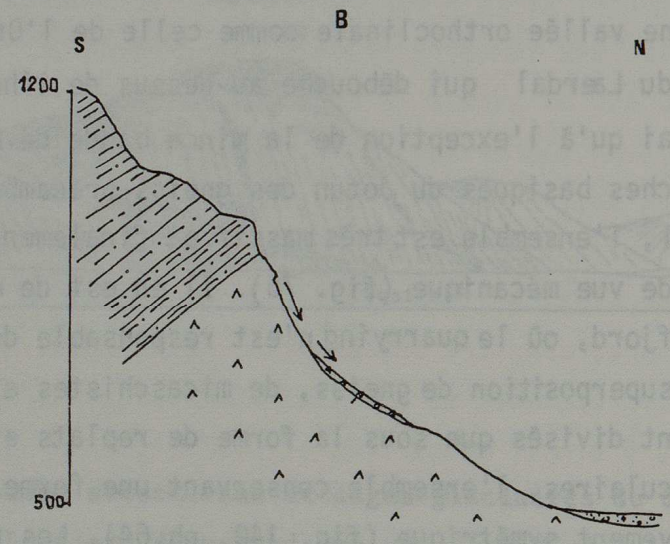


Figure 141 : Versants d'auges à corniche structurale sommitale.

A - Le versant est du Sogndalsdal entre Kleiv et Vassenden, vu vers le NE - tireté : toit du socle.

B - Le versant sud du Bøverdal sous le Storhø, au niveau de Vågåsargøygård ; légende cf fig. 39.

Versants gneissiques à diaclases courbes, sous des corniches de micaschistes et de quartzites, avec cicatrices de détachement de dalles, blocs épars ou maigres éboulis dans les bas de pente bombés.

néralement, les discontinuités mécaniques qui ont une expression morphologique dans les grandes vallées sont les diaclases d'origine tectonique et les zones de fractures obliques ou subverticales ; elles guident de multiples couloirs et cheminées, en individualisant parfois d'importants éperons (par exemple, dans l'Aurlandsfjord : ph. 136, ou le Naerøydal : Jordalsnuten, ph. 137). Mais l'érosion subaérienne postglaciaire est souvent aussi responsable que les glaciers de leur exploitation (cf. infra, II, C).

La parenté de formes et de profils des grandes vallées glaciaires sur l'ensemble de leur tracé tient à l'intervention de *processus de décompression*, en liaison avec la profondeur et probablement avec une certaine rapidité de l'aménagement de ces entailles. Déjà établie dans de nombreux cas et par de nombreux auteurs (Gilbert, 1904 Lewis, 1954, Linton, 1963, Embleton et King, 1968, Sugden et John, 1976, Birot, 1968 , 1981), cette intervention est particulièrement observable dans les roches massives et relativement homogènes, où l'exploitation des autres discontinuités reste modérée, et où l'on s'approche le plus des profils paraboliques parfaits (Graf, 1970). C'est le cas dans les parties amont de la plupart des auges qui découpent le haut plateau orthogneissique du Jostedalsbre, de part et d'autre de la dorsale englacée. Un des plus beaux exemples est celui du *Nigardsdal* , un affluent occidental du Jostedal encaissé de 1000 à 1200 m, et partiellement englacé (ph. 69 et 130). Cette vallée assez courte (8 km) et large (3 km au sommet) est entaillée dans des gneiss variés, tantôt fins, tantôt oeillés, injectés de veines et de dykes de quartz et de pegmatite, mais faiblement divisés (moins d'une diaclase par m, joints espacés de plusieurs m, en pendage SE variable - jusqu'à 40 ou 50°).
Le profil du lit rocheux est bien observable en amont du lac évacué par la glace depuis les années 1960, dans le tronçon incliné où est actuellement fixé le front du glacier ; de grands versants rocheux rectilignes ou convexes vers le sommet encadrent un fond plat et dénudé, par l'intermédiaire de très courtes concavités basales que masquent à peine d'assez maigres éboulis ou des vestiges de moraine latérale peu abondante. Le dispositif de joints ouverts en pendage SE, par rapport auquel la vallée est dans l'ensemble cataclinale, n'y a guère d'expression; le trait le plus marquant, bien visible dans la paroi SE

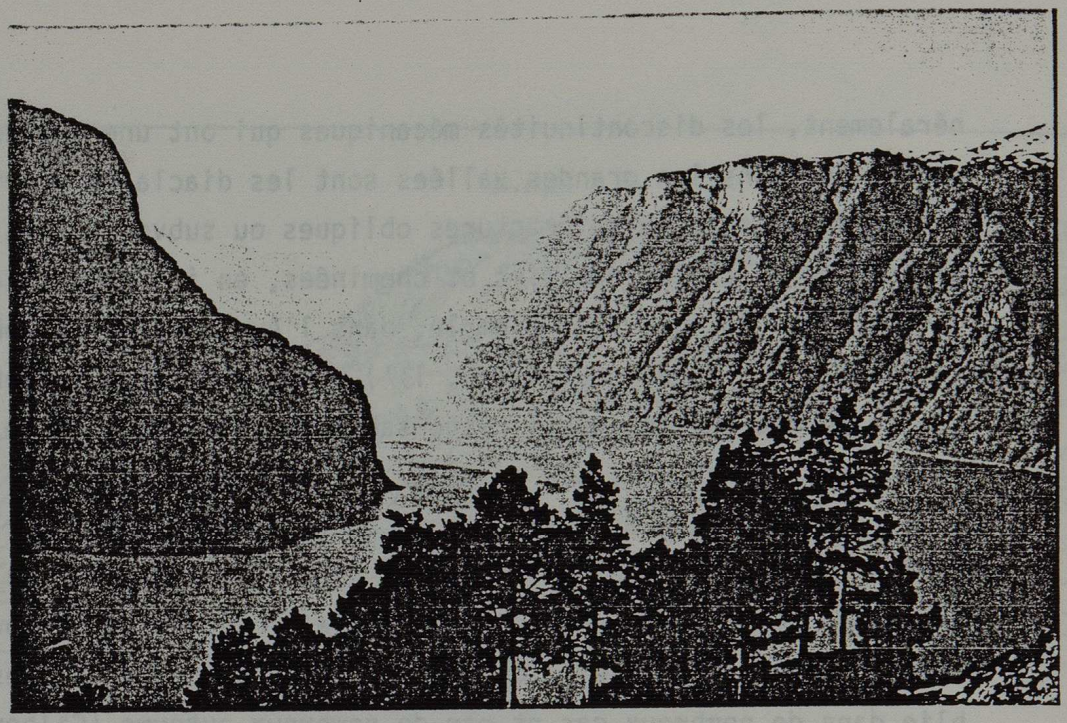


Photo 136 : L'Aurlandsfjord. Vu vers le NW depuis le rebord du fjell au-dessus de Kvam.

Parois anorthositiques hautes de 1000m, dominant un ombilic profond de 450m sur ce tronçon. "Rasskars" dans la paroi NE (à droite).

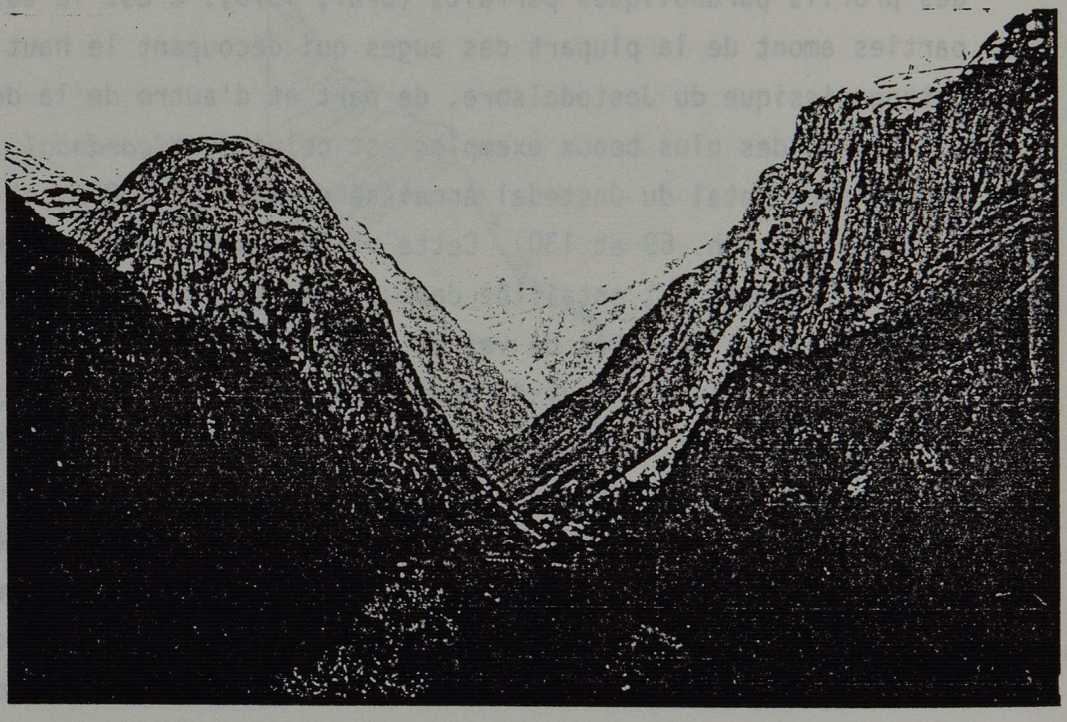


Photo 137 : Le Nærøydal. Vu vers l'ENE (vers l'aval) depuis l'hôtel Stalheim.

Auge encaissée de 1000 à 1300m dans les anorthosites du massif du Sogn, recoupant un vestige de vallée préglaciaire sur lequel est bâti l'hôtel Stalheim (altitude : 370m). Cette vallée prolonge le Jordal (à gauche, en avant du pain de sucre du Jordalsnuten).

150 à 300 m au-dessus du glacier (ph.69) est la présence de grands surplombs dessinant des lignes subhorizontales ; ceux-ci constituent la terminaison d'énormes dalles bombées épaisses d'1 à 10 m, individualisées le long de diaclases courbes sub-parallèles au versant (fig. 142). Totalement indépendantes des structures visibles dans la roche (foliation, joints), ces diaclases sont déterminantes dans l'évolution récente et actuelle de la vallée car elles ont guidé le départ de blocs et de morceaux de dalles depuis les surplombs. Ce processus a surtout été efficace à la base des versants, ce qui explique la multiplicité des dalles ainsi recoupées, sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres ; le résultat en est le raidissement des versants et l'élargissement du fond, et donc une évolution vers la forme en auge.

L'ouverture de ces diaclases courbes ne peut être due qu'aux effets de la décompression en liaison avec le creusement de la vallée et la relaxation consécutive de la contrainte lithostatique dans les versants (d'où une efficacité maximale à la base des parois, sous 1000 à 1200 m de roches : Galibert, 1965) ; il s'y ajoute peut être la relaxation de contraintes latérales d'origine tectonique, qui sont fortes dans l'ensemble du bourrelet scandinave (Hast, 1969, Birot, 1981 a et b, Letourneur et Dayre, 1981). Il semble difficile de la mettre en rapport avec la décompression consécutive à l'amincissement et au retrait du glacier de vallée du Petit Age glaciaire, dont l'épaisseur n'a probablement pas dépassé 200 à 300 m, même si de tels phénomènes ont été observés sur des parois de vallées alpines fraîchement libérées (Veyret, 1971); les éboulis postérieurs à ce retrait sont d'ailleurs fort peu abondants (ph.69). La décompression consécutive à la fonte de l'inlandsis weichselien et de la glace qui remplissait la vallée a peut être été plus efficace, mais il est difficile d'en juger, dans la mesure où le glacier de vallée récent a évacué les débris dont elle avait favorisé le détachement. De toutes façons, ses effets ne feraient que renforcer ceux qui sont liés à l'évidement et à l'approfondissement de la vallée. Ceux-ci facilitent l'enlèvement glaciaire de blocs à la base des parois, par cisaillement latéral des masses disjointes et par arrachement à partir ces cicatrices de détachement antérieures, aussi bien lors d'un englacement complet (3 fois moins dense que la roche qu'elle remplace, la glace ne peut empêcher complètement la relaxation

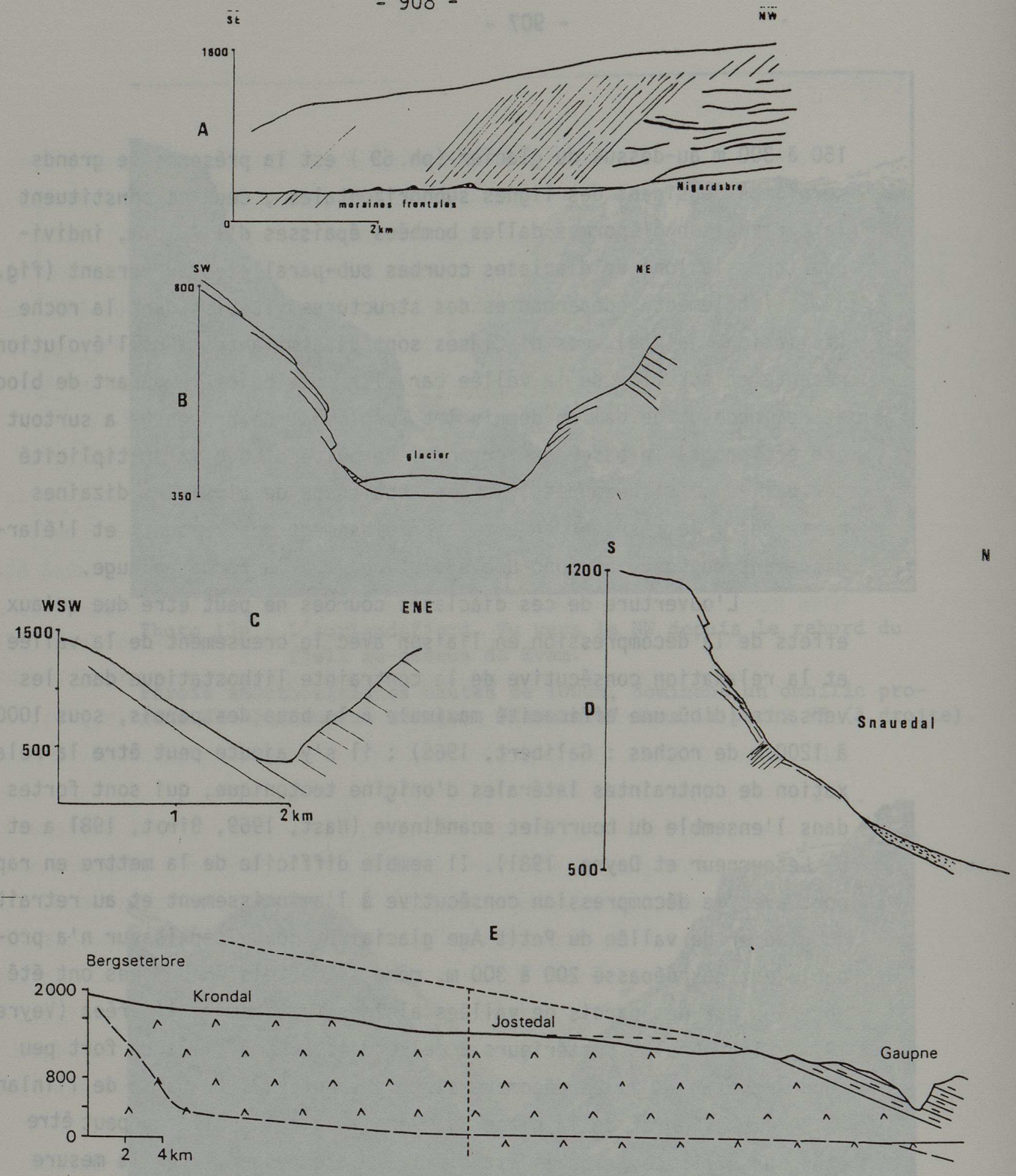


Figure 142 : Versants à diaclases courbes et calibrage des auges glaciaires autour du Jostedalsbre.

A, B, C : Nigardsdal (A : schéma du versant SW de l'auge, montrant le passage d'un secteur à diaclases courbes et à un secteur plus irrégulier correspondant à des gneiss dans lesquels est également creusé un ombilic ; B,C : profils transversaux montrant l'influence de l'inégale division des gneiss et du pendage des bancs sur le profils).

D : profil transversal du Snauedal (affluent ouest du Veitastrond).

E : profil longitudinal et calibrage du Jostedal-Krondal ; tireté long : fond de la vallée ; tireté moyen : surface principale du Sorjn ; tireté court : limite entre la partie bien calibrée (à l'amont) et la partie mal calibrée (à l'aval) ; pointillé : toit du socle.

des contraintes et l'ouverture des diaclases) que dans les conditions d'un englacement partiel, où les phénomènes sont bien sûr restreints à une tranche correspondant à l'épaisseur du glacier. A son tour, cette évolution provoque l'ouverture de nouvelles diaclases courbes, préparant l'élargissement ultérieur du fond et l'accentuation de la forme d'auge (bien que les sommets de parois soient également attaqués par la glace qui se déverse depuis le plateau, ou par les processus subaériens qui exploitent activement les joints et les diaclases, même très espacés).

Dans la partie amont du Nigardsdal, le processus de recul des versants apparaît plus efficace que l'approfondissement, dans la mesure où les roches massives qui affleurent sur le fond plat sont dans l'ensemble rebelles au quarrying. Peu divisées (moins d'une diaclase par m) et peu fracturées, elles ne montrent que des traces d'abrasion, avec un modelé typique de roches moutonnées (Andersen et Sollid, 1971) et des dissymétries soulignant l'inclinaison des bancs vers le SE (faces abruptes tournées vers l'amont, responsables d'un certain piégeage des débris transportés à la base du glacier : ph. 130). Il est vrai que cette section récemment évacuée par la glace correspond à la face aval d'un large verrou-gradin qui détermine également un léger rétrécissement de la vallée et, à la base du versant, un ressant bombé sur lequel la glace semble n'avoir aucune prise. L'ombilic qui lui fait suite à l'aval est surcreusé dans des gneiss divisés en blancs plus minces, plus fracturés, et où certains lits présentent même une nette schistosité (fig. 142) ; là encore, la décompression est responsable du façonnement des versants et du calibrage, mais on note en outre une exploitation des fractures sous la forme de vires et de cheminées qui donnent aux parois un aspect plus irrégulier, surtout vers le haut. Ce sont de telles passées qui, dans les sections obliques par rapport au pendage déterminent également l'existence de légère dissymétries entre les deux versants (fig.142).

Au total, cependant, le calibrage est remarquable, et l'importance des processus de décompression liés à la profondeur de la vallée en est responsable. L'étude de la paroi amont du bout du monde de l'Austerdal, nous a montré que ces processus interviennent dès la tête des vallées (cf. supra, p. 871). Résultant du creusement, ils en sont également un des agents les plus efficaces, come l'a déjà suggéré Linton

(1963). Sur les deux versants du Jostedalsbre, ce calibrage reste assez constant à l'intérieur du haut plateau proprement dit, celui-ci correspondant à des roches partout massives et peu divisées (chapitre II). Les profils transversaux paraboliques sont prtout associés à des modelés de diaclases courbes et à d'immenses dalles lisses bombées que les cascades et les filets d'eau issus des plateaux dévalent sans parvenir à les entailler. Ces modelés caractérisent les flancs du haut Jostedal (ph. 119), du Tunsbergdal, de l'Austerdal et du haut Veitastronddal (ph. 131), ceux du haut Sogndalsdal ou encore les flancs de toutes les profondes auges du versant NW (secteur de Stryn, Lovatn, Olderdal, fig. 34 ; Brigsdal). Les passées plus fortement divisées ne se traduisent dans les versants que par des vires ou des ressauts structuraux mineurs, qui ne font que séparer des systèmes superposés de diaclases courbes (par exemple, dans l'auge de Vårstølen, légèrement suspendue au-dessus de l'auge de Veitastrond, à l'amont du lac : fig. 142). A cette caractéristique est associée une relative régularité du profil longitudinal dans les tronçons principaux des auges ; les verrous et les surcreusements y restent fort modestes (par exemple, dans le haut Jostedal, le verrou qui sépare les ombilics faiblement marqués du Kroken et de Flatejord, entre les confluences du Nigardsdal et du Krondal). Les mêmes dispositions ont été observées plus au NE au sein des grandes vallées du système de l'Ottadal, qui entaillent des gneiss à peine moins massifs (Tundradal, Lundadal, et surtout Ottadal en amont de Lom : ph. 51). Elles se retrouvent également au sein des parties les plus profondes des grandes auges bien calibrées qui éventrent les gneiss précambriens de la fenêtre de Lærdal (Røsdal, Laerdal).

La régularité du calibrage et du profil longitudinal diminue vers les bordures du massif gneissique, et surtout vers le sud-est, du voisinage du Faltungsgraben. En effet, là où les grandes auges s'enfoncent dans les bordures du haut plateau et perdent une partie de leur encaissement (puisque le profil longitudinal d'ensemble reste peu incliné en dehors du voisinage des grands fjords), leur tracé de détail devient plus sinueux et anguleux, et leur calibrage moins bon, avec de nombreux éperons non tronqués qui déterminent des rétrécissements (Jostedal en aval de Bjørk, fig. 142), et des verrous (Veitastronddal en

aval de Kvam : King, 1959, fig. 143). Les ressauts et les vires, les larges replats irréguliers limités par des fractures (Jostedal au sud du confluent du Leirdal) se multiplient dans les versants, tandis que les éperons massifs où se dégagent de vastes dômes bombés à diaclases courbes alternent avec des cheminées et des couloirs d'avalanches exploitant les lignes de fractures obliques ou suberticales plus serrées. Dans le Jostedal, cette alternance (de l'amont vers l'aval : verrou de Jostedal, ombilic de Bruheim, verrou de Nedreli, ombilic de Sperla, verrou de Fossen, ombilic d'Ormberg, verrou de Myklemyr, ombilic de Teigen, verrous de Viggdal et d'Alsmo, sur 15 km) est liée au passage dans des gneiss oeillés et des granites très inégalement fracturés, à des niveaux proches du toit du socle (fig. 142). Dans le Veitastronddal, ce modelé est associé au granite gris du Sâta, fortement et irrégulièrement divisé, et plus au sud, aux gneiss oeillés massifs de Hafslo, qui constituent un verrou imposant à l'extrémité sud du lac de Veitastrond, là où leur toit plonge sous les métasédiments calédoniens excavés dans l'ombilic de Hafslo (pl. 6). L'auge laisse alors la place à une large échancrure au fond de laquelle une gorge étroite et peu profonde porte les marques des actions conjointes de la glace et des eaux sous-glaciaires (cf. infra, p. 957). Dans le Sogndalsdal, ces irrégularités apparaissent au sud du Dalavatn, dès que se multiplient les joints d'accordance avec la couverture calédonienne et les fractures d'écaillage sous les métasédiments. Mais la tectonisation n'affecte ici les gneiss que sur quelques mètres ou dizaines de mètres d'épaisseur ; le calibrage et le profil concave à diaclases courbes sommitales, restent assez nets jusque sous les sédiments du Tylderingen (fig. 141). Le dispositif semblable que nous avons décrit dans le Bøverdal près de Lom (cf. supra, p. 903 ; fig. 141) montre d'ailleurs que là aussi, une relative homogénéité mécanique des gneiss du socle peut persister jusqu'au toit, favorisant un calibrage régulier par intervention de la décompression. Mais d'une façon générale, les observations réalisées sur ces vallées, sur celles du Breheim méridional près du toit du socle (sections pentues et mal calibrées séparant les hautes vallées des grandes auges affluentes du Lustrafjord), et celles plus éparses que nous avons pu faire au NW du Jostedalsbre, montrent que tout se passe comme si *les enveloppes du Complexe du Jostedal*, précambriennes

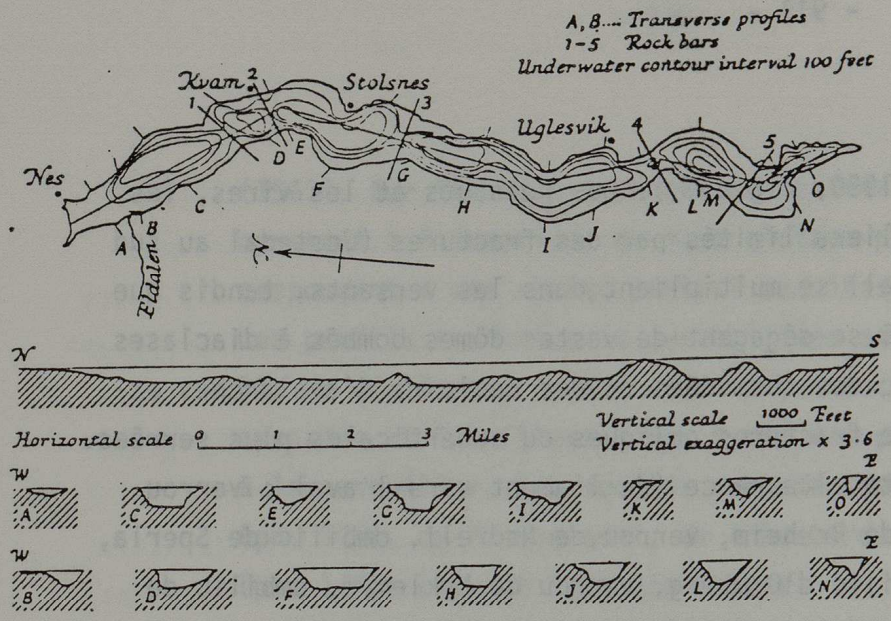


Figure 143 - Verrous et ombilics de la vallée de Veitastrond en aval de Kvam.
King, 1959

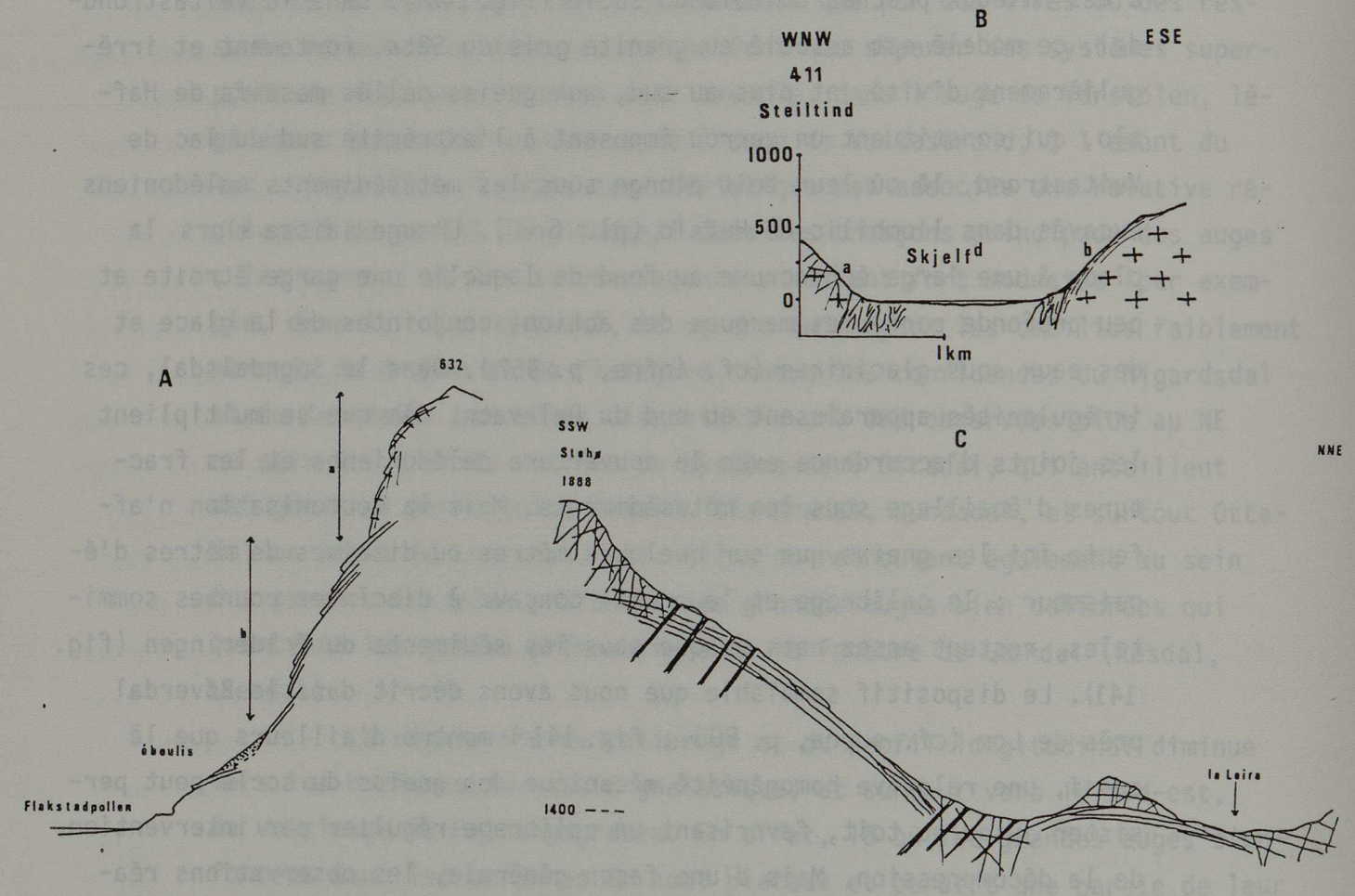


Figure 144 : Versants à diaclases courbes et structure : profils schématiques.

A - Paroi ouest du Blektind (Flakstadøy, mangérites)
a : paroi à diaclases subverticales et joints : anfractuosités, clochetons ;
b : paroi à diaclases courbes

B - coupe transversale du Skjelfjord (Flakstadøy)
a : versant irrégulier à anfractuosités et clochetons ;
b : paroi à diaclases courbes.

C - le Leirdal en aval de Leirvassbu (Jotunheim). Dômes de gneiss à pyrcxènes traversés de filons de pegmatite, contrastant avec des enveloppes plus divisées et des couloirs de fractures.

au NW (Complexe des Fjords) et calédonisées au SE, *se prêtent plus mal que le coeur du massif à un bon calibrage des grandes vallées glaciaires*. La raison en est une anisotropie structurale plus marquée (joints et fractures inégalement espacés, s'ajoutant à des contrastes lithologiques plus systématiquement associés à des différences de macrofissuration) dont nous avons déjà souligné le rôle dans l'organisation des formes majeures du fjell. En outre, dans les vallées issues du Jostedalsbre, la légère réduction de l'encaissement vers l'aval ajoute ses effets à celle de l'accroissement des discontinuités tectoniques vers le toit du socle pour expliquer la moindre prédominance des processus de relaxation des contraintes lithostatiques dans la décohésion préparant le travail des glaciers et donc dans le calibrage (fig.53 et 142).

Les mêmes mécanismes sont responsables des profils transversaux paraboliques et du bon calibrage des vallées également profondes (800 à 1000 m et plus) qui éventrent les massifs montagneux. Dans les deux régions étudiées, ces auges sont en effet excavées au sein des roches les plus résistants, celles qui donnent les plus importants reliefs saillants, et qui correspondent pour une part aux volumes les moins divisés. C'est surtout vrai dans la région des Lofoten - Vesterâlen, où les blocs montagneux correspondent à des migmatites, à des mangérites non cataclasées et parfois à des paragneiss de faciès granulite (Austvâgøy) qui sont tous caractérisés par des densités de diaclases de l'ordre de 1 par mètre, ou moins. C'est un peu moins vrai dans le Jotunheim, où les gneiss à pyroxènes sont généralement un peu plus divisés (2 à 4 diaclases par m), leurs caractéristiques mécaniques n'étant pas entièrement convergentes avec les autres facteurs de leur mise en relief au niveau du fjell (chapitre IV). Au total, une certaine homogénéité mécanique caractérise ces massifs, et tout au moins les structures affleurant dans les versants.

De même que les parois de cirques taillées dans les mêmes structures, les formes liées à la dissection de ces massifs montrent de magnifiques modelés de diaclases courbes, qui attestent l'importance des phénomènes de détente dans le creusement et l'élargissement des vallées. Ainsi, les vallées et les courts fjords aux parois abruptes entaillés dans les migmatites et les mangérites de Moskenesøy et de Flakstadøy sont encadrés sur tout leur tracé par d'immenses parois lisses, parfois concaves (ph. 128) ; fréquemment, des systèmes de ressauts

bombés se relaient du haut vers le bas, depuis des pentes subverticales jusqu'à des faibles pentes basales en dessinant des concavités plus ou moins amples (par exemple, au pied du Blektind, sur la rive est du Flakstadpollen, fig.144). Le plus souvent, des discontinuités latérales interrompent ces systèmes, en liaison avec des variations lithologiques, des passées plus intensément fracturées ou des zones de fractures guident des couloirs parfois fort étroits (par exemple, le couloir de fracture vertical de la paroi est du Skjelfjord, 300 m au sud du cirque du Mosestind : ph. 138), entre des promontoires larges de 100 à 300 m, aux aspects de pains de sucre. Ainsi se détachent la dalle bombée syénitique du Solbjørn, haute de 400 m, dans le rebord oriental de Moskenesøy, ou encore l'éperon NW du Festvågtind, dont la paroi haute de 450 m et inclinée à 70° constitue la retombée ouest du massif charnockitique du Vågekallen, dans le SW d'Austvågøy (ph. 139).

Des piliers volumineux caractérisent également la courte auge de transfluence du Jennskarbotn, taillée à travers les migmatites du massif d'Utskår, dans le NW de Langøy. Ces roches sont très peu fracturées (moins d'une diaclase par mètre), et l'on constate que pas plus que les diaclases courbes, aucun joint, aucun plan de clivage ne suit la foliation, le rubanement, ni les mobilisats quartzo-feldspathiques l'ensemble est d'ailleurs fortement plissé. Individualisé, le long de grandes fractures subverticales très espacées, les demi-dômes qui se juxtaposent dans le versant nord du Jennskarbotn montrent de magnifiques systèmes de diaclases courbes dont l'étude détaillée apporte quelques précisions sur les relations entre la structure, la topographie, la décompression et l'évolution ultérieure du versant telle qu'elle est préparée par ce processus. Le demi-pain de sucre qui s'élève à l'est de Svavik présente une juxtaposition et une superposition de 7 systèmes de diaclases courbes aux rayons de courbure légèrement différents. En effet, la décompression sur les flancs des volumes dégagés par l'érosion ne se traduit pas par l'ouverture de diaclases exactement parallèles au versant et qui, continues, en envelopperaient entièrement les contours. Leurs limites ne correspondent pas toujours à des fractures d'origine tectonique, à la différence de ce qui a été mentionné dans le cirque du Storvatn, sur Flakstadøy (cf. supra, p.837) : fig. 145. Superposées et plus serrées en surface qu'en profondeur, elles délimitent des dalles discontinues (surtout les dalles superficielles) de



Photo 138 : Paroi à diaclases courbes et couloir de fracture dans le versant est du Skjelfjord au sud du Mosestind (Flakstadøy) . Hauteur : 600 m. Mangérite.

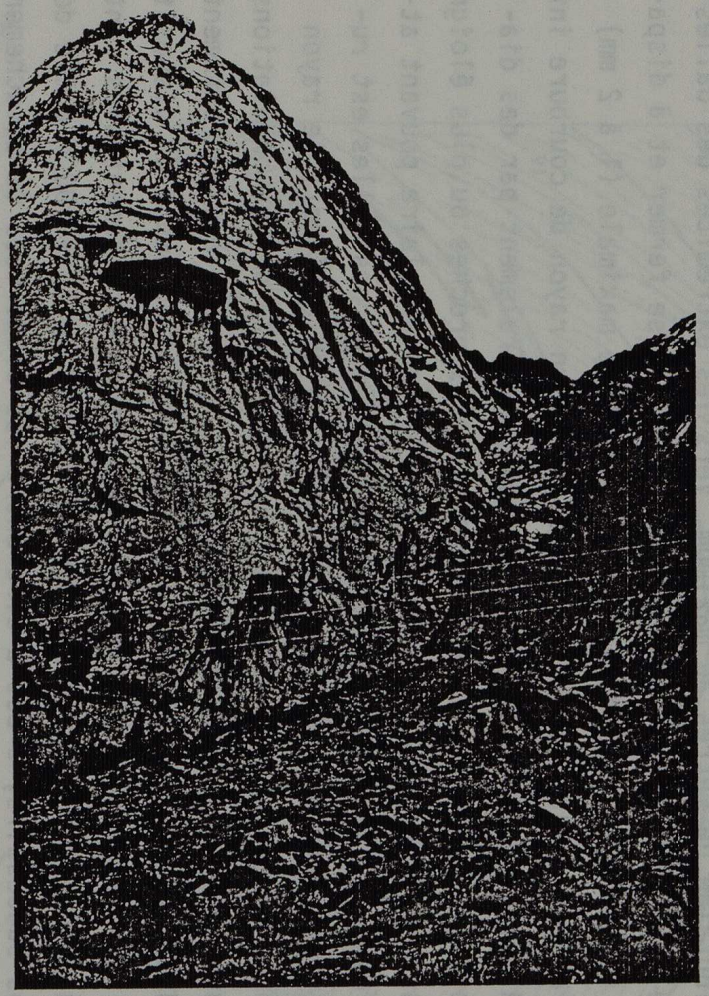
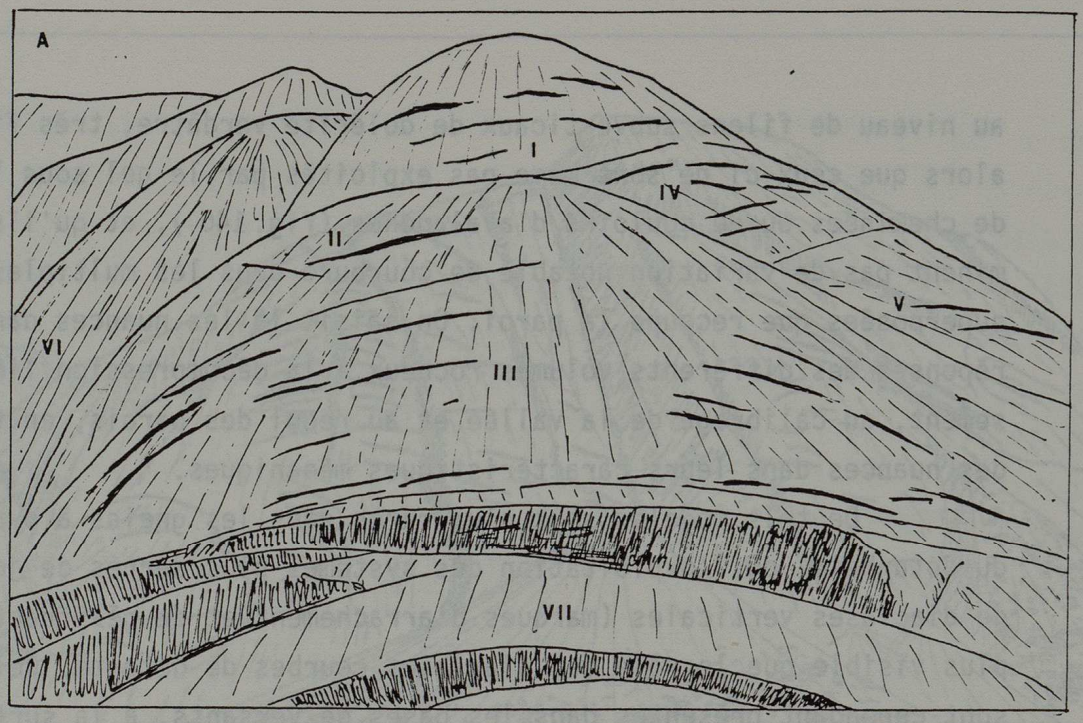
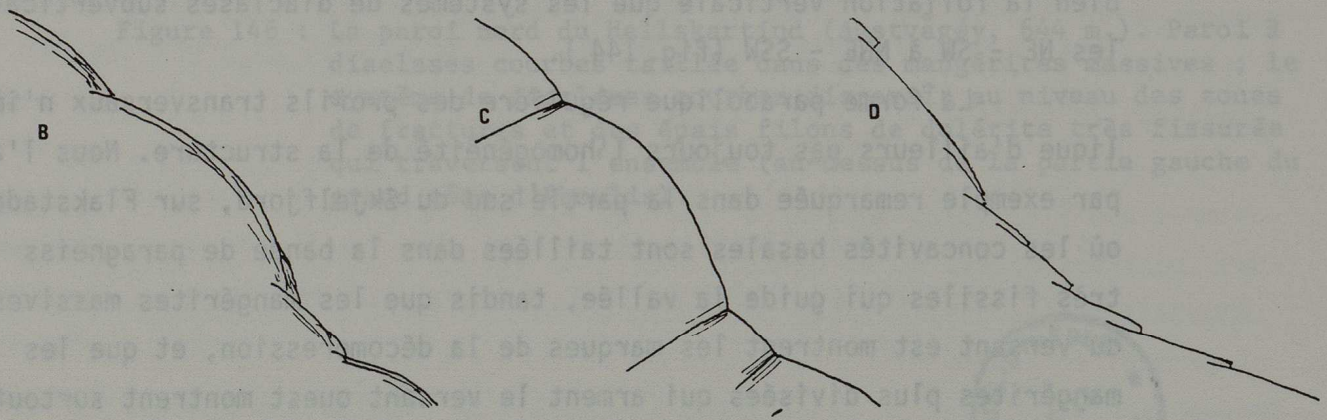


Photo 139 : L'éperon NW du Festvågtind (Austvågøy). Paroi charnockitique à diaclases courbes. Hauteur : 500 m.

10 à 200 cm d'épaisseur, dont les dimensions sont limitées en largeur à une vingtaine de mètres au maximum. Vers les extrémités des dalles (dans le sens latéral), les diaclases tendent à se fermer et à disparaître, tandis qu'elle présentent une ouverture maximale (1 à 2 mm) au centre, les dalles ayant individuellement un rayon de courbure inférieur à celui du dôme; le relais est pris latéralement par des diaclases situées dans des plans différents, plus proches ou plus éloignés de la surface topographique avec une différence angulaire pouvant atteindre quelques degrés (fig.145). La surface de ces dalles est rugueuse et irrégulière dans le détail, sans que cela affecte le rayon de courbure général ; on note d'ailleurs que l'axe de ces ondulations suit souvent la ligne de plus grande pente, et qu'il est parfaitement indépendant de la structure de la roche, comme l'ensemble du dispositif. Dans le sens vertical, les diaclases courbes sont nettement plus continues, au point qu'il existe des dénivellations de 70 à 100 m entre deux surplombs successifs, c'est-à-dire entre les cicatrices de détachement de blocs à partir de deux dalles superposées. On les suit d'ailleurs jusqu'à une très grande hauteur dans le versant : seul le sommet présente des formes déchiquetées de gélifraction, au-dessus de 400 m ; l'influence de la fracturation de la roche est donc de plus en plus marquée vers le sommet, sans toutefois que disparaisse complètement le système de diaclases courbes. En outre, le rayon de courbure des dalles est moins variable dans le sens vertical, l'ensemble donnant finalement des pentes assez rigides. La base du versant est constituée par un dernier système de dalles courbes qui n'est séparé que localement des systèmes supérieurs par une discontinuité marquée (fig.146), la transition est d'ailleurs en grande partie masquée par des éboulis.

De tels systèmes de diaclases courbes s'interrompent généralement au niveau des zones de fractures et des failles qui parcourent les massifs : la relaxation des contraintes se traduit alors par l'utilisation des fissures tectoniques et des joints beaucoup plus serrés que dans les volumes voisins. Un des meilleurs exemples est celui du versant nord du Hellskartind, à l'extrémité d'un des éperons qui encadrent l'auge de transfluence d'Eidet - Vestpollen, taillée dans les gneiss de faciès granulite très massifs du centre d'Austvågøy. On y voit également l'interruption brutale des systèmes de diaclases courbes





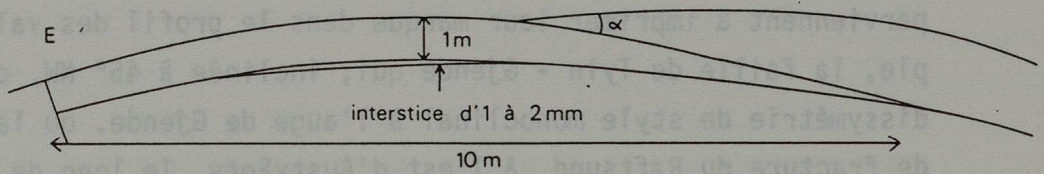


Figure 145 : Le versant à diaclases courbes du Jennskarbotn (massif migmatitique d'Utshår, Langdy ouest).

A - le dôme de Svavik (Storriva, 523 m.), vu du bas, en contre-plongée ; 7 systèmes de diaclases courbes à rayons de courbure légèrement différents.

B,C - deux interprétations possibles des systèmes de ce type ; le second n'est pas réalisé dans ce cas, mais l'est ailleurs (par exemple : cirque du Storvatn, sur Flakstadøy, fig. 125).

D - base de versant à diaclases courbes : diaclases courbes de moins en moins inclinées vers le bas.

E - coupe de dalles courbes le long d'un plan incliné selon une pente perpendiculaire à la pente du versant.

au niveau de filons subverticaux de dolérite verdâtre, très fissurés, alors que ceux-ci ne sont même pas exploités par le gel sous la forme de cheminées ou de couloirs d'avalanches (fig. 146), et qu'ils ne déterminent pas de variation notable de courbure dans les multiples dalles superposées que recoupe la paroi. On saisit là les nuances dans les réponses des différents volumes rocheux à la décompression liée au creusement, au calibrage de la vallée et au recul des parois, en fonction des nuances dans leurs caractéristiques mécaniques.

De tels modelés sont plus rares dans les gneiss à pyroxènes du Jotunheim, où l'exploitation des systèmes plus serrés de joints et de diaclases verticales (marques d'arrachement et de gélifraction) est plus visible que le rôle des diaclases courbes de détente. Celles-ci sont cependant présentes dans les bases de versants, à la surface des noyaux les plus massifs, par exemple, dans le haut Leirdal à quelques centaines de mètres en aval de Leirvassbu, où elles recoupent aussi bien la foliation verticale que les systèmes de diaclases subverticales NE - SW à NNE - SSW (fig. 144).

La forme parabolique régulière des profils transversaux n'implique d'ailleurs pas toujours l'homogénéité de la structure. Nous l'avons par exemple remarquée dans la partie sud du Skjelfjord, sur Flakstadøy, où les concavités basales sont taillées dans la bande de paragneiss très fissiles qui guide la vallée, tandis que les mangérites massives du versant est montrent les marques de la décompression, et que les mangérites plus divisées qui arment le versant ouest montrent surtout des traces d'arrachement (fig. 144). Seuls de grands accidents, qui guident également la disposition des formes majeures au niveau du fjell parviennent à imprimer leur marque dans le profil des vallées, par exemple, la faille de Tyin - Gjende qui, inclinée à 45° NW, confère une dissymétrie de style monoclinal à l'auge de Gjende, ou la grande zone de fracture du Raftsund, à l'est d'Austvågøy, le long de laquelle les versants font figure d'abruptes lèvres de fracture à peine aménagées de part et d'autre d'un fond plus ou moins plat. Ailleurs, les irrégularités sont surtout sensibles à l'échelle des détails, si l'on excepte celles qui sont liées aux confluences. Dans l'ouest du Jotunheim, elles traduisent l'inégale fracturation des gneiss à pyroxènes, avec des ressauts, des sillons ou même des esquisses de replats irréguliers correspondant aux alternances de passées massives et de bandes broyées qui

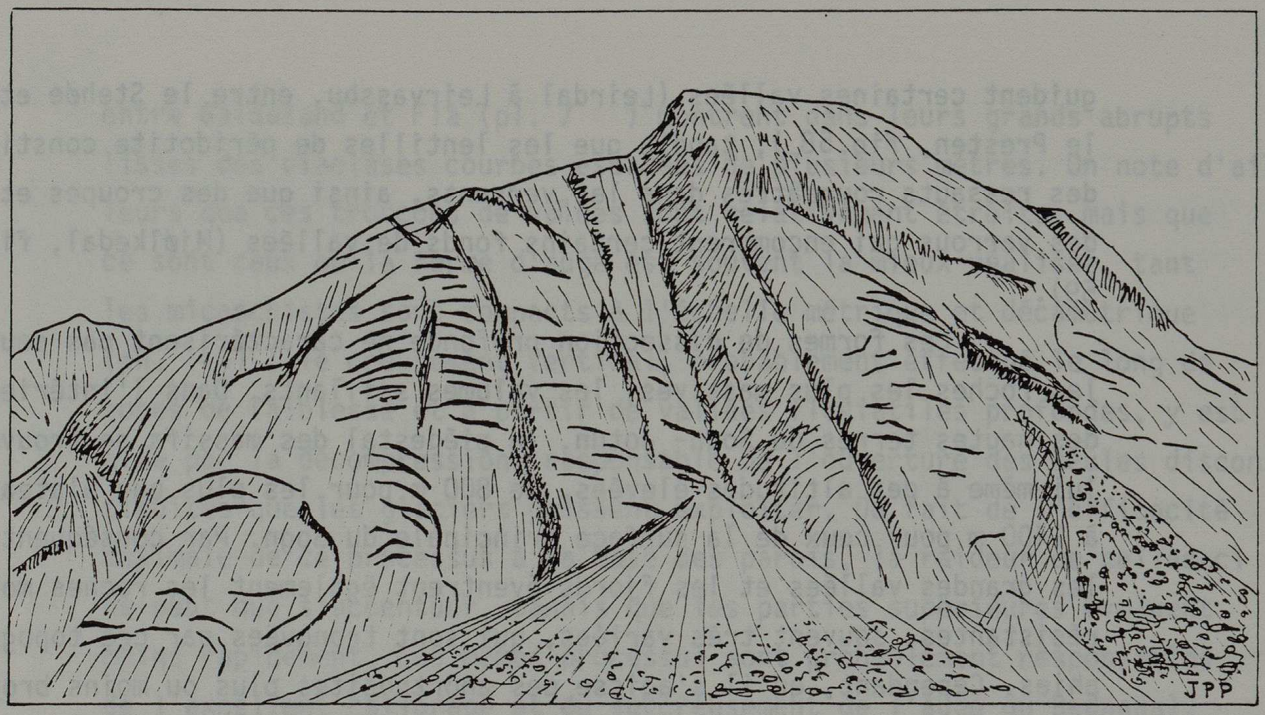


Figure 146 : La paroi nord du Hellskartind (Austvågøy, 644 m.). Paroi à diaclases courbes taillée dans des mangérites massives ; le système de diaclases courbes disparaît au niveau des zones de fractures et des épais filons de dolérite très fissurée qui traversent l'ensemble (au-dessus de la partie gauche du grand cône d'éboulis).

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

guident certaines vallées (Leirdal à Leirvassbu, entre le Stehøe et le Presten, fig.58.), tandis que les lentilles de péridotite constituent des ressauts rougeâtres dans les versants, ainsi que des croupes et des verrous qui encombrent certains fonds de vallées (Mjølkedal, fig. 59).

Les formes de dissection profonde ne caractérisent pas seulement les roches les plus massives, les volumes saillants. Dans l'intérieur des hautes terres du Sogn- Jotun, le piédestal des massifs se trouve lui-même à des altitudes élevées, de 800 m pour les plus bas plateaux à 1400 m pour ceux de la surface principale du Sogn. Par conséquent, les grandes vallées et les fjords éventrent également les roches moins résistantes, souvent très variées, qui sont tronquées par ces topographies. Cependant, qu'il s'agisse des anorthosites plus ou moins broyées du massif du Sogn, des micaschistes, des quartzites ou des lames de socle mylonitisé de la bordure NW de la nappe du Jotun, ou encore des gneiss précambriens inégalement massifs des fenêtres de la bordure orientale du Jotunheim (Vang, Beito), les mécanismes du profilage des versants et du calibrage y apparaissent fondamentalement les mêmes que dans les cas précédents. Certes, les échancrures, cheminées, couloirs de fractures y sont plus fréquents, surtout dans les anorthosites et les intrusions trondhjémitiques du Sogn, sur les flancs du Lustrafjord, de l'Ardalsfjord ou du Nærøyfjord. mais les volumes les plus massifs montrent également de magnifiques modelés de dalles courbes, comme dans les flancs du pain de sucre anorthositaine du Jordalsnuten, qui domine de 840 m le fond du Nærøydal (ph. 137). Ces dalles sont parfois d'une épaisseur énorme, comme celles qui surplombent le Sognefjord autour de la pointe de Revsnes, sur des pentes de 50° et plus, dans un secteur où la profondeur de l'ombilic dépasse 900 m et la dénivellation totale 2100 m (ph.61) : la décompression engendre ici une décohésion par paquets de 10 ou 20 m d'épaisseur, à une échelle différente de celle qu'autorise la fracturation tectonique, qui est assez intense (2 à 4 diaclases par mètre) ; des diaclases courbes plus serrées ne peuvent pas y être mises en valeur. On observe un phénomène assez analogue dans les micaschistes, là où très épais, ils sont éventrés par de profondes auges. Ainsi, la partie aval du Fortunsdal autour de Fortun, le versant schisteux du Gaupnefjord au NE de Marifjøra et les parois du Bøverdal

entre Galdesand et Flâ (pl. 7) montrent dans leurs grands abrupts lisses des diaclases courbes espacées de plusieurs mètres. On note d'ailleurs que ces tronçons de vallées sont relativement étroits, mais que ce sont ceux où la forme d'auge est souvent la mieux réalisée, tant les micaschistes sont compacts à l'échelle métrique et décamétrique (ph. 140) ; le creusement vertical, probablement effectué le long de zones de faiblesse et à partir de vallées fluviatiles profondes, y est aidé par la décompression, responsable de l'ouverture des seules discontinuités que les glaciers puissent exploiter. Du fait de l'efficacité maximale de ce processus à la base des parois, la raideur de celles-ci ne peut que s'accentuer, tandis que les parties supérieures évoluent moins rapidement. Les mêmes processus sont probablement responsables de l'excellent calibrage et du surcreusement de l'auge du Begnadal, dans les micaschistes qui séparent la nappe du Jotun de la fenêtre de Vang. Cependant, dans cette vallée comme dans les précédentes, de nombreux ressauts, replats irréguliers et amorces de verrous correspondent aux alternances fréquentes de schistes compacts à exsudats de quartz et de lits plus ou moins quartzitiques où la fracturation est souvent plus importante.

A la profondeur des vallées, elle-même associée à des surcreusements révélant l'énorme puissance érosive de la glace canalisée, correspond donc l'intervention de processus particuliers qui contribuent à expliquer le calibrage et de remarquables convergences de formes, quelles que soient les structures traversées. De tels processus peuvent également intervenir en dehors des entailles linéaires, mais s'ils rendent compte des formes de détail et des modelés, ils ne sont pas systématiquement associés, comme dans les cas précédents, à la genèse des formes majeures.

c. Modelés glaciaires et formes d'incision non linéaires : le cas des grands replats du Sogn et du Valdres

Sur les replats qui encadrent un certain nombre de vallées et de fjords, comme dans une partie des couloirs et des bassins aux contours plus ou moins complexes qui forment les étages inférieurs du relief dans de rares secteurs du Sogn - Jotun (région de Sogndal) et surtout dans la région des Lofoten - Vesterâlen, la présence de formes

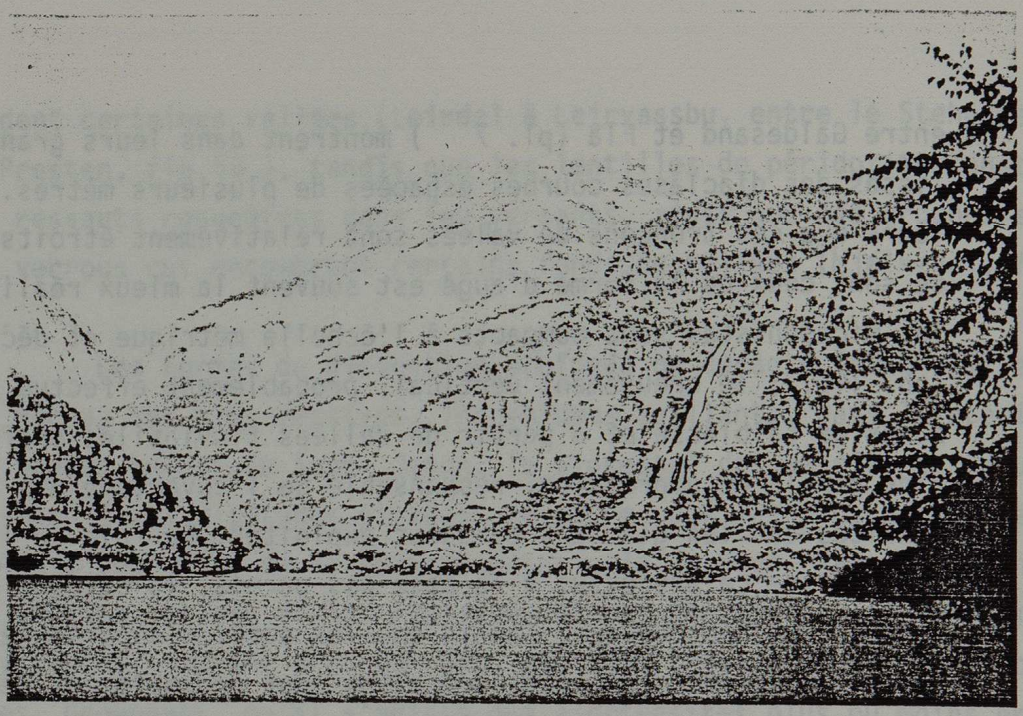


Photo 140: Le Fortunsdal et la cascade de Furuåsen. Vus vers l'est (vers l'amont) depuis la rive sud du lac Skjolden.
Parois à diaclases courbes dans les micaschistes de la formation de Fortun.

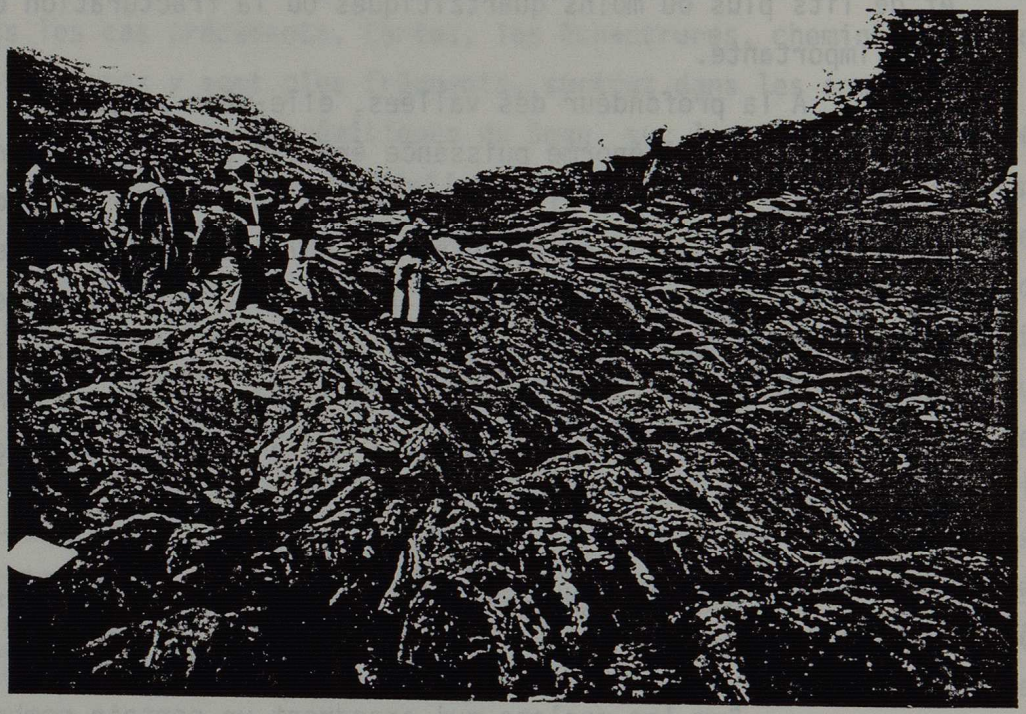


Photo 141 : Le contact socle-métasédiments à l'est du lac Fleinsendin (fenêtre de Beito).Photo J.C.Guézou.
Mise en valeur approximative du contraste entre les formations gneissiques redressées (au premier plan) et les quartzites micacé surincombants (à plat, derrière le groupe).

et de modelés de raclage glaciaire n'est pas forcément l'indice d'un puissant creusement glaciaire. En effet, dès que disparaissent les surcreusements majeurs et les profils longitudinaux plus ou moins heurtés associés aux vallées calibrées, la question se pose d'une distinction entre ce qui est simple retouche et véritable façonnement, surtout lorsque le plancher des topographies associées s'organise en niveaux réguliers tels que le strandflat (cf. supra, p. 819).

Les arguments en faveur de l'une ou l'autre de ces interprétations sont souvent bien minces, en particulier sur les larges replats raclés qui encadrent le Sognefjord. En dehors de leur relative concordance altitudinale et de l'impossibilité de les interpréter comme les résultats de la coalescence de planchers de cirques (pl. 6), aucun indice ne permet d'y voir des vestiges de vallées préglaciaires, même si leur raccord à des versants relativement doux par des concavités plus ou moins amples n'interdit pas une telle origine. Les formes de détail, croupes rocheuses dénudées, bosses, couloirs et petites cuvettes surcreusées sont entièrement explicables par l'érosion différentielle glaciaire, qui a mis en valeur l'inégale répartition des diaclases et des fractures au sein des anorthosites, (aéroport de Sogndal, ph.63), les plans de cisaillement (replat de Dueskard, vers 630 m d'altitude, dans la partie SW de la péninsule de Kaupanger, éch. 513), et les intrusions trondhjémitiques débitées par des diaclases subverticales ouvertes, ainsi que par de multiples diaclases de décompression (replat des Kaupangsholtane, au SW de Kaupanger, pl. 6). Dans d'autres vallées, le façonnement glaciaire ne semble pas se limiter aux formes de détail, dans la mesure où les replats sont plus étroits (100 à 300 m) et dominés par des versants d'auge dont la base s'est abaissée ou a reculé de telle façon que l'essentiel du dégagement du replat est lié à ce processus (par exemple, dans le Jotunheim, les replats à roches moutonnées du Presten et du pied du Rundhø, de part et d'autre du haut Leirdal : cf. supra, p.861).

Dans quelques cas, le rôle d'une érosion différentielle glaciaire paraît essentiel dans la formation de replats situés en contrebas des plus bas aplanissements régionaux, à des altitudes irrégulières, au niveau du contact entre des unités lithologiques contrastées et superposées. C'est le cas des replats gneissiques qui encadrent les parties

de l'Øystre Slidre et du Begnadal entaillées dans les fenêtres de Vang et de Beito, entre des versants de micaschistes écartés de plusieurs km (cf. supra, chapitre II, p. 356). Comme dans les formes de fonçage du fjell et dans les vallées d'altitude du Jotunheim, le dégagement est cependant imparfait, dans la mesure où le contraste mécanique n'est pas toujours suffisant entre le toit du socle et les lits alternés de quartzites sombres et de micaschistes à exsudats de quartz qui le surmontent (par exemple, à l'est du lac Fleinsendin : ph. 141). L'exhumation est plus franche dans la fenêtre de Vang, mais elle s'accompagne dans les gneiss acides et les roches basiques fortement divisées du socle d'une érosion différentielle responsable d'un relief chaotique de croupes rocheuses et de couloirs de fractures. Ce raclage est tel dans la fenêtre de Beito qu'il nous est impossible de préciser si la barre de gneiss granodioritiques du Raudhorn (1143 m, fig. 71), qui domine le replat méridional de l'Øystre Slidre doit son individualisation à l'érosion différentielle postérieure à l'exhumation du socle vigoureusement bombé ou s'il s'agit d'un paléo-relief précambrien exhumé de sa couverture parautochtone (Hossack, 1976). Alors que dans la fenêtre de Beito, l'exhumation se fait à un niveau coïncidant avec celui des hautes gouttières du Valdres, et que l'auge de l'Øystre Slidre qui s'y emboîte est large et bien calibrée, la moindre vigueur du bombement du socle dans la fenêtre de Vang explique que l'exhumation se soit effectuée à un niveau moins élevé, au cours même du façonnement de la vallée glaciaire. A l'exception du secteur de Gili, où le bombement est maximal, la vallée est encadrée sur la plus grande partie de sa hauteur par des versants de micaschistes écartés de 3 à 4 km, et sa partie inférieure taillée dans les gneiss s'apparente en fait à une gorge tortueuse encaissée de 200 à 250 m dans le plancher gneissique. Les replats structuraux ainsi formés représentent donc un niveau de blocage vis à vis de l'érosion glaciaire, l'ensemble constituant une sorte de verrou en aval de l'ombilic du Vangsmjøsi taillé dans les micaschistes. Le calibrage redevient parfait en aval de Ryfoss, sur toute la hauteur de la vallée et avec la même largeur totale, là où le socle plonge à nouveau sous les métasédiments (fig. 62). Les replats de la fenêtre de Vang peuvent donc être considérés comme les résultats d'une érosion différentielle glaciaire contemporaine du creusement et du calibrage de la vallée. L'insertion des modelés de raclage de la dépression et

du couloir de Kaupanger - quarrying sur les trondhjémites fortement fracturées, quarrying et abrasion sur les bancs anorthositiques tantôt massifs, tantôt très divisés - dans un ombilic annexe du Sognefjord et dans un couloir de transfluence nettement encadré par des versants d'auges ne permet pas non plus de voir dans ces formes de basse altitude autre chose que les résultats d'un aménagement glaciaire poussé; il est pourtant probable qu'elles dérivent d'une dépression ou d'un vallon encore partiellement séparé du Sognefjord par la cloison anorthosique de l'Amlaholten - Kaupangsholtane (pl. 6 et ph. 61).

d. modelés glaciaires et basses surfaces : le cas des Lofoten-Vesterålen.

Les cas où une telle démonstration est possible sont assez exceptionnels; le plus souvent, les modelés de raclage situés en dehors des formes d'incision linéaires ne s'inscrivent pas dans des reliefs qu'on puisse considérer comme typiquement ou uniquement glaciaires. C'est le cas d'une partie des reliefs aérés de l'archipel des Lofoten-Vesterålen, où les volumes saillants se détachent au-dessus de bassins, des replats et d'éléments de plates-formes se rattachant pour la plupart au strandflat, et où la place des surcreusements glaciaires est plus ou moins limitée. La morphogenèse des parties basses sera pour l'essentiel étudiée avec le problème plus général de l'élaboration du strandflat (chapitre VI). Mais on peut remarquer ici que les secteurs où sont exclusivement représentés des modelés rocheux de raclage sont assez rares, que ce soit au-dessus ou au-dessous de la limite marine. Il est vrai que les volumes massifs et peu altérables, les plus à même de conserver intactes les marques du raclage et en particulier celles de l'abrasion, sont précisément les moins représentés dans les secteurs évidés de l'archipel (Chapitre I).

Beaucoup d'éléments du paysage évoquent pourtant un puissant rôle des glaciers, ne serait-ce que la fidèle mise en valeur de la trame des fractures et des contrastes de résistance mécanique, dans les systèmes de couloirs, de cuvettes aux contours anguleux et de vigoureuses croupes rocheuses (jusqu'à 100 ou 150 m) des bassins intérieurs et des plates-formes étalées au débouché des fjords ou des trouées (par exem-

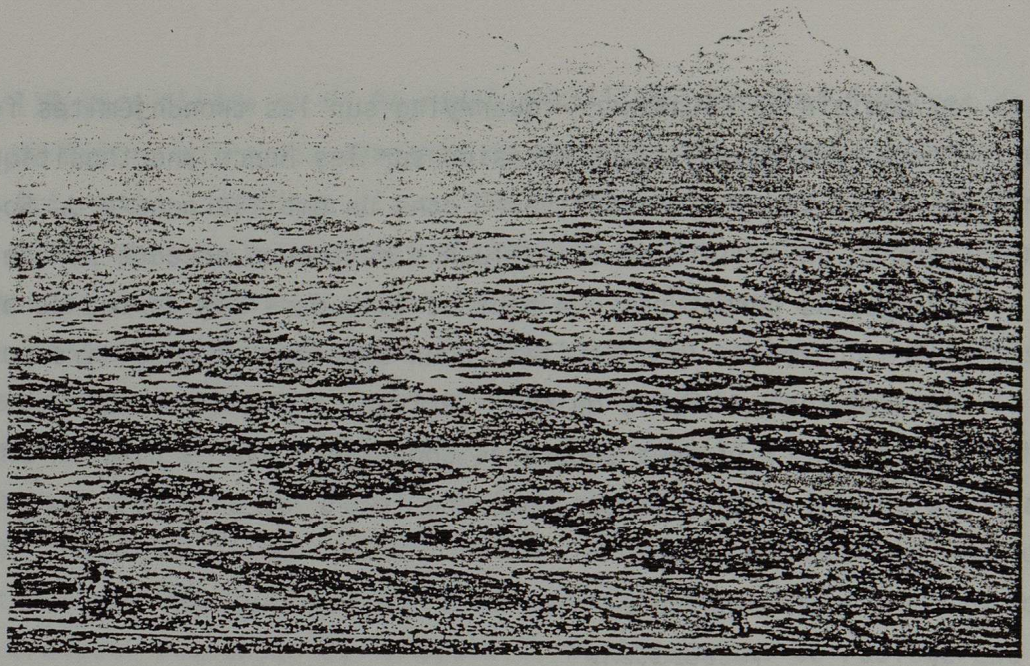


Photo 142 : Le bassin central de Langøy ouest entre le Jørgenfjord et Kråkeberget. Vu vers l'est depuis le Ravnås.
Croupes rocheuses profilées et alignées NS sur le fond du bassin gneissique qui s'étend entre les massifs migmatitiques du Ravnås et de Rygge (au fond: Kråkhangtind, Blåtind, 577 et 604m)

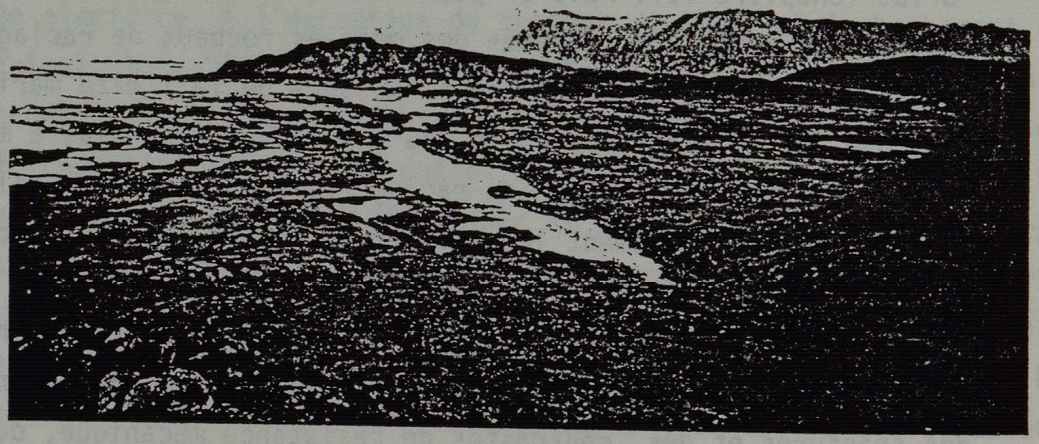


Photo 143 : Le strandflat de Ramberg (Vestvågøy). Vu vers le NE.
Au fond: le Valfjell (183m), et le massif de Kvalnes, dans les nuages. Plate-forme raclée, sillonnée de couloirs de fractures peu profonds (au centre).

ple, sur le plancher du bassin du Sundklakkstrøm, autour de Lynge et du Sinesvatn, pl. 2 ; ou encore sur la plate-forme de Ballsdad, le long de la rive ouest du Buksnesfjord, dans le sud-ouest de Vestvågøy, pl. 2 et ph. 85). Localement, il existe même des systèmes de formes orientées, fuselées, évoquant un véritable moulurage du lit rocheux sous l'effet de courants de glace rapides et épais. C'est ce que suggère l'ensemble de croupes rocheuses discontinues hautes de 5 à 20 m et de couloirs tourbeux subméridiens qui occupe le fond inégal (30 à 60 m d'altitude) du bassin central du lobe de Bø, sur Langøy, entre le Jørgenfjord et Krâkeberget (pl. 4 et ph. 142) ; mais l'altération superficielle a fait disparaître toute trace de pdi-glaciaire sur les croupes de charnockites claires, entre les sillons de paragneiss très fracturés. Des systèmes de crêtes monoclinales et d'encoignures métriques d'arrachement formées aux dépens de bancs inclinés et inégalement divisés sont identifiables en de nombreux endroits, par exemple sur la face amont sub-structurale du verrou surbaissé qui ferme l'Urvatn, au débouché du couloir du Steiropollen (Vestvågøy, pl. 2) ; le pendage à 15° S des bancs épais d'un mètre et plus accentue les dissymétries liées à l'écoulement de la glace vers le nord (fig. 147, éch. 662). Le même processus est probablement à l'origine des reliefs monoclinaux qui accidentent les péninsules mangéritiques du sud du lobe de Bø (Langøy), à la faveur d'un système de joints incliné à 10° S (fig.147) et de ceux qui mettent en valeur les contrastes entre les gneiss et les mangérites localement accordantes sur le strandflat de Val, quelques centaines de mètres à l'ouest (fig. 27). Des surfaces à roches moutonnées à peine retouchées, conservant de modestes placages de moraine de fond, apparaissent en plusieurs endroits, par exemple sur les gneiss quartzo-feldspathiques faiblement divisés que tronque le strandflat de Ramberg entre 0 et 20 m d'altitude (2 km au SW de Val, ph. 143), et sur ceux qui forment le verrou de l'Urvatn déjà mentionné (fig. 147). Elles sont surtout visibles sur les franges littorales les plus récemment émergées, au-dessous de 2 m d'altitude (roches moutonnées de migmatites massives sur les flancs du petit ombilic ennoyé de Strømsnes, au sud de la dépression centrale du lobe de Bø, Langøy : fig. 147 ; énormes croupes aux flancs abrupts façonnées dans les mangérites et les paragneiss granulitiques sur le strandflat de Kabelvåg - Hopen, dans le sud d'Austvågøy ; roches moutonnées d'anorthosites massives

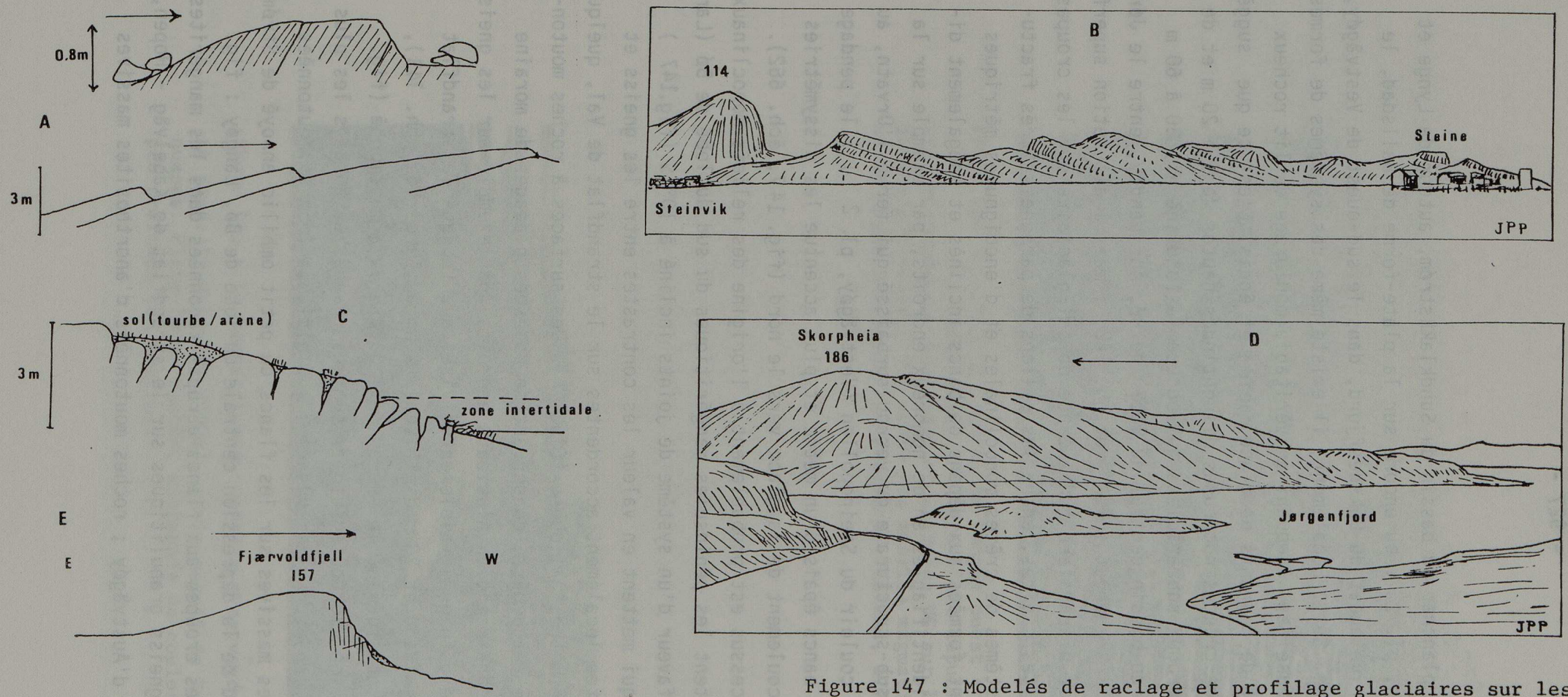


Figure 147 : Modelés de raclage et profilage glaciaires sur les basses terres de Vestvagøy (A) et Langøy (B,C,D,E F).

A - Roches mentonnées dissymétriques sur le verrou de l'Urvatn et sur le Strandflat de Val.

B - La plate-forme mangéritique de Steine (Bø, Langøy ouest), vue vers l'est.

C - Rivage de la baie de Strømenes (Langøy ouest), migmatites.

D, E, F : reliefs fuselés de Langøy (D : tête du Jørgenfjord, vue vers l'est). Les grandes flèches indiquent le sens d'écoulement de la glace l'inlandsis.

sur le strandflat de Nusfjord, et de norites sur celui de Nesland, dans le sud de Flakstadøy).

Ces modelés témoignant d'un raclage complet du lit rocheux s'inscrivent dans des couloirs qui s'apparentent en fait à de larges fonds d'auge, si l'on considère les reliefs montagneux qui les encadrent (bassin central du lobe de Bø, couloir du Steiropollen), ou sur des plates-formes étroites en situation d'épaulements dans les flancs des grands fjords, à leur rebord sur les ombilics (surfaces à roches moutonnées des rives du Vestfjord, dans le sud d'Austvågøy et de Flakstadøy). Ils correspondent parfois à des verrous situés au débouché des vallées ou des fjords des massifs montagneux sur le strandflat : c'est le cas des surfaces raclées de l'étroite banquette migmatitique de Reine, qui ferme le Kirkefjord, sur Moskenesøy (ph. 124), et celui des bosses et des roches moutonnées d'orthogneiss monzonitiques très peu divisés (1 à 2 diaclases par m, éch. 653) qui, au débouché d'une des vallées cirques de l'est de Vestvågøy barre à 30 m d'altitude le petit ombilic du Vikvatn, surcreusé le long de la faille de l'Olderfjord (ph. 18). Dans la plupart des cas, les polis glaciaires sont abîmés ou détruits par l'altération superficielle, sauf sous les rares placages de moraine de fond (dépression du Flakstadpollen au sud de Kilan, verrou nord de l'Urvatn). Mais le maintien des stries les plus profondes s'ajoute à l'aspect général des pointements rocheux et des couloirs pour attester sans équivoque l'origine glaciaire des modelés.

Il s'y ajoute localement, dans les roches très peu divisées, des marques de décompression. Il s'agit de diaclases légèrement courbes, espacées de 5 à 100 cm pour les plus superficielles, indépendantes de la foliation ou du litage, et parallèles à la surface subhorizontale du strandflat. Elles existent sur la plate-forme littorale du SE de Vestvågøy, aussi bien dans les orthogneiss monzonitiques massifs tronqués par le strandflat de Valberg du pied des paragneiss très fissurés du Blåheia (pl. 2 et ph. 144) que dans les paragneiss quartzo-feldspathiques recoupés plus au NE, au pied des mangérites du Horntind (nord de Dal). La décompression consécutive à la fusion des 700 à 1000 m de glace qui ont dû recouvrir ce secteur peut avoir contribué à ouvrir ces diaclases, de même que sur les larges surfaces planes qui tronquent les orthogneiss monzonitiques dans le nord de Hamarøy.

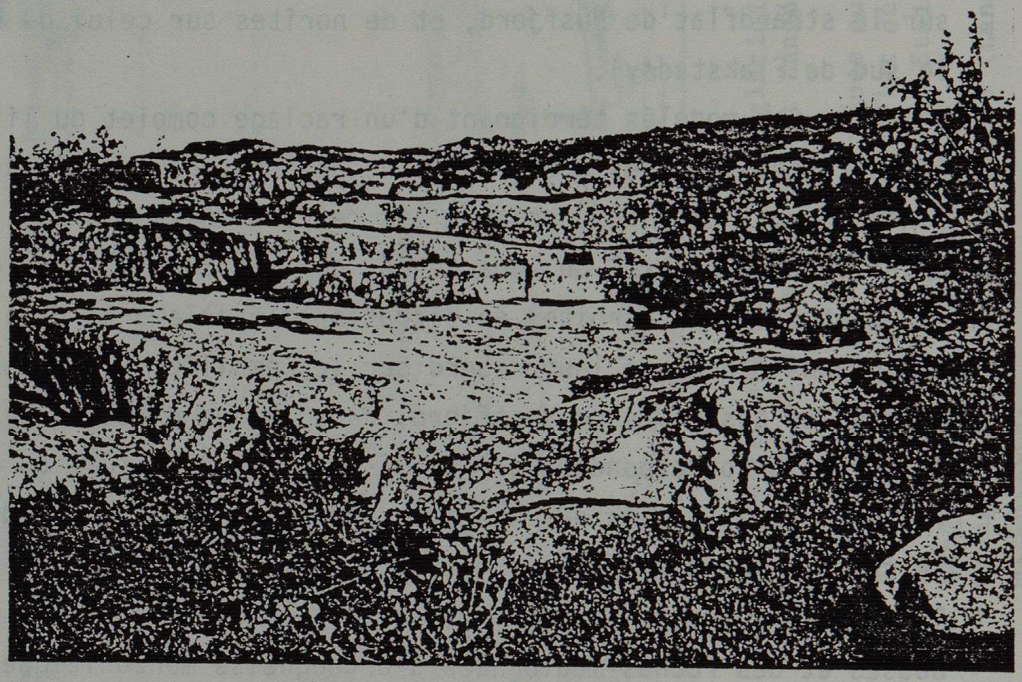


Photo 144 : Diaclases de décompression sur les orthogneiss monzonitiques du strandflat de Valberg. (SE de Vestvagøy).

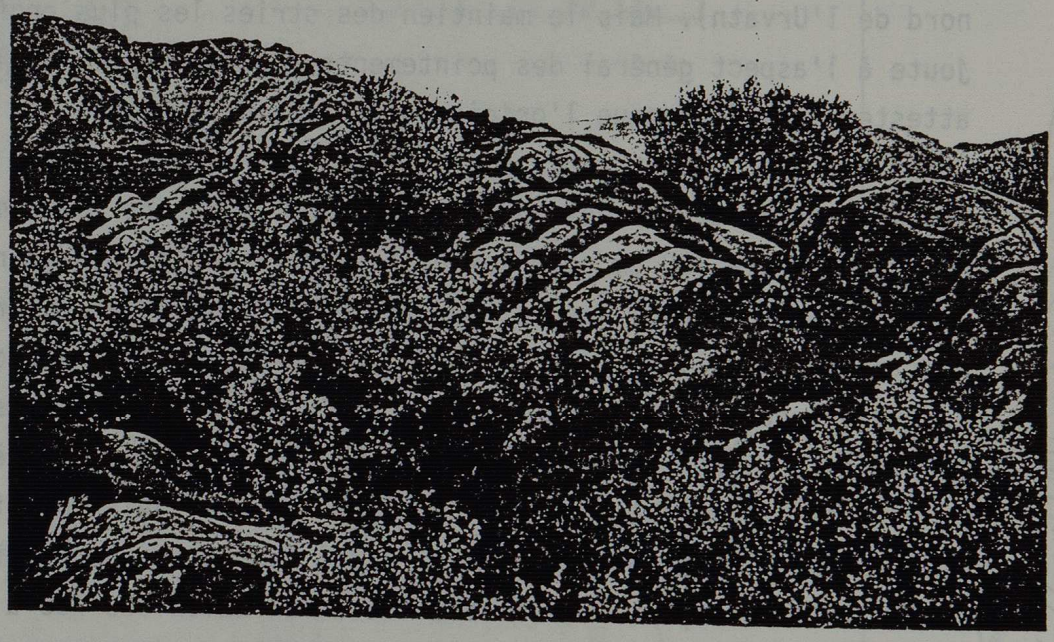


Photo 145: Pointement migmatitique à la base de collines dominant le strandflat de Ramberg (Langøy ouest)

Diaclases élargies par une désagrégation granulaire peu poussée, dont les effets sont également visibles sous le couvert herbeux. Aspect de tor. Aucun poli glaciaire n'est conservé.

Les effets du raclage glaciaire sont sans doute beaucoup plus généralisés dans les parties basses de l'archipel et sur le strandflat, même en dehors des innombrables cuvettes surcreusées, des dépressions tourbeuses, lacustres ou sous-marines qui en trouent la surface, et dans les systèmes de pentes concaves ou les croupes de basse altitude dont l'aspect général n'est pas typiquement glaciaire (par exemple, dans les flancs du bassin central de Langøy, fig. 31). Riche d'implications quant à la morphogénèse du strandflat et des autres reliefs de basse altitude, cette remarque rejoint d'autres observations effectuées jusque sur les franges externes d'autres parties du strandflat norvégien (Svensson, 1957). Jusque dans les secteurs où les modelés de raclage sont mal caractérisés, ou masqués par la tourbe, elle est corroborée par la large répartition des blocs erratiques, des paquets de moraine de fond et des formes construites, telles que les moraines frontales de l'inlandsis et des glaciers de cirques précédemment décrites, et quelques dépôts glacio-marins frontaux, comme celui de Storviken, sur Gimsøy (cf. supra, chapitre III, p. 528), ou celui du Vesterålen Bygdesmuseum, à Melbu, sur Hadseløy. Mais dans ces topographies qui doivent essentiellement leur position basse au jeu de l'érosion différentielle (chapitre I), la plupart des pointements rocheux ont perdu les traces du façonnement glaciaire, en dehors de leur aspect général (par exemple, les pointements de migmatites de la dépression centrale du lobe de Bø, sur Langøy, où l'émoussé des blocs et l'ouverture des diaclases sont associées à une désagrégation inégale : ph.145) tandis que nombre de couloirs et de dépressions sont le siège d'une désagrégation poussée, à moins qu'ils ne portent les traces évidentes d'un façonnement marin. La mise en creux et l'érosion différentielle de détail paraissent donc être associées à une particulière importance des phénomènes d'altération, y compris sur les étendues chaotiques du strandflat et sur les basses surfaces en contrebas desquelles il s'inscrit (Langøy, Hamarøy) ; celles-ci avoisinent d'ailleurs d'importants affleurements de roches profondément altérées (Hadseløy, Vestvågøy, Hamarøy). L'interprétation des modelés, celle des formes de détail et d'ensemble dans lesquelles ils s'inscrivent, et l'analyse des modalités de l'érosion différentielle, doivent donc être conduites en des termes plus étendus que ceux du raclage glaciaire. Les enseignements en seront

plus riches, tant en ce qui concerne l'importance relative de l'érosion glaciaire et des processus récents ou pré-weichseliens (III de ce chapitre) que le rôle des actions littorales dans la genèse du strandflat (chapitre VI).

Les modelés de raclage glaciaire sont souvent mieux caractérisés dans les flancs des reliefs qui dépassent la limite marine et qui se détachent des principaux massifs montagneux ou des lambeaux de plateaux. C'est le cas des multiples collines ou buttes qui accidentent la dépression centrale et la plaine occidentale du lobe de Bø , sur Langøy (pl. 4 et ph. 19). Le chapitre I nous a permis de souligner l'importance du contrôle structural (lithologie, trame des grandes zones de fractures) dans la répartition de la plupart de ces reliefs saillants . Tous sont caractérisés par une certaine massivité des roches, qu'il s'agisse des migmatites du Ravnåsen (éch. 439, 1 à 4 diaclases par mètre, bancs de 10 à 120 cm d'épaisseur), du Skata et du Storskata, à l'extrémité sud du massif d'Utskår (ph. 20), du Fjærvollfjell (éch. 398, 1 à 4 diaclases par mètre), des charnockites de l'Andberg et de Skorpheia, de part et d'autre du Jørgenfjord (surtout celles du Skorpheia qui, moins fracturées que celles de l'Andberg, ne présentent qu'une foliation faible et 1 à 4 diaclases subverticales par mètre : éch. 429) ou des mangérites qui forment les vigoureuses échines du Søberg (288 m) et de Steine (éch. 374, 1 à 3 diaclases par mètre). Leur mise en valeur souvent très précise par rapport à des paragneiss très fracturés (Skata, Ravnåsen, Skorpheia, fig. 32) et à des zones de fractures accompagnées ou non de systèmes de filons eux-mêmes très divisés (filons charnockitiques de Skårvågen, au pied du Søberg, fig. 30) peut très bien s'expliquer par une érosion différentielle mécanique ; d'ailleurs, les pieds de versants et les couloirs qu'ils dominent présentent des modelés de raclage et des surcreusements caractéristiques (par exemple, de part et d'autre du Skorpheia : ph. 146). L'érosion glaciaire a sans doute largement contribué à isoler ces reliefs au-dessus des bassins, des couloirs et des plates-formes, mais il est difficile de préciser dans quelle mesure l'individualisation était ou non préparée antérieurement, tant l'organisation de ces formes (réseaux, systèmes de pentes) est marquée par les phénomènes de transfluence ; en outre, il existe de grandes convergences entre

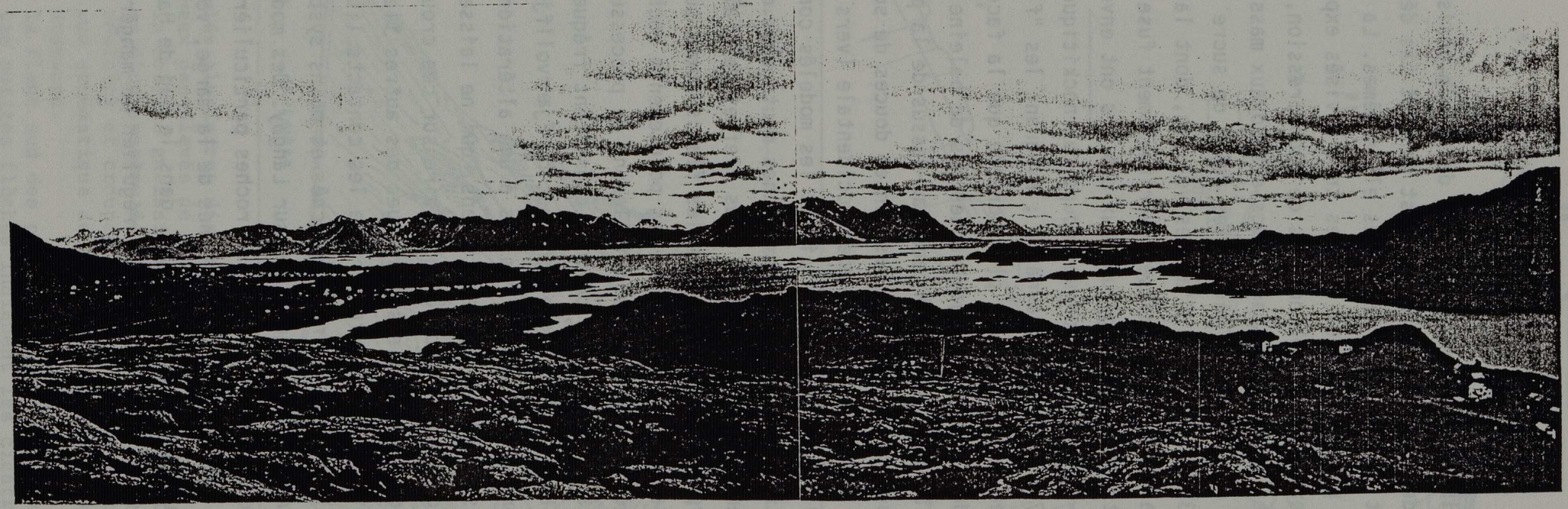


Photo 146 : Jørgenfjord et Vesterålsfjord. Vus vers le sud depuis la croupe charnockitique du Skorpheia (Langøy, 186m).

Fjord NS excavé le long d'une bande de paragneiss très fissile et encadré par les plates-formes rocheuses bosselée du strandflat (à gauche: Haugsnes-Ouvåg; à droite: Uvåg-Ramberg). Au fond, la façade nord de Hadseløy, éventrée par de grandes vallées-cirques, de Stokmarknes (à gauche) à Finsæter (à droite).

les facteurs de faiblesse mécanique et ceux de faible résistance à l'altération. Le rôle de l'érosion glaciaire est en tout cas déterminant dans le façonnement des collines rocheuses elles-mêmes. La vigueur de la mise en saillie par rapport aux volumes très divisés explique dans quelques cas l'intervention de phénomènes de décompression, avec l'ouverture de diaclases courbes sur les flancs des noyaux massifs et la formation de dômes rocheux ou de véritables pains de sucre (Skata et Storskata, 265 et 332 m, ph. 20). D'autres volumes, dont la structure explique la forme allongée, apparaissent véritablement fuselés sous l'effet des courants de glace longitudinaux qui les ont enveloppés et dégagés : c'est le cas de la longue croupe charnockitique NS du Skorpheia (fig. 147) et de celle du Ravnåsen ; évoquant les "flyggberg" du Västerbotten avec leur face aval plus abrupte que la face amont, elles constituent des sortes de gigantesques dos de baleine.
De même, le Fjærvollfjell, qui se détache au-dessus de la plaine de Bø - Gimstad, oppose, tel un verrou, les pentes douces de son flanc est à l'abrupt qui interrompt sa retombée occidentale (vers l'aval-glacier ; fig. 147). Les formes de détail et les modelés confirment l'importance de ce façonnement, avec des roches moutonnées dissymétriques qui ont simplement perdu leur poli sous l'effet de l'altération superficielle (Skorpheia, ph. 146). Dans les flancs comme sur les sommets arrondis ou plats, des couloirs et des pointements rocheux à blocs plus ou moins délogés témoignent essentiellement de processus d'arrachements ; des placages de moraine de fond subsistent fréquemment sur les faibles déclivités (sommet et versant est du Fjærvollfjell). Les phénomènes de désagrégation restent limités à une altération superficielle plus ou moins poussée sous les lichens, qui ne laisse aucun doute quant au caractère complet du raclage glaciaire sur ces croupes.

Sur la plupart des reliefs analogues des autres îles, la trame des fractures est mieux mise en valeur que les contacts lithologiques, ceux-ci étant dans l'ensemble moins rapprochés et moins systématiquement accompagnés de contrastes mécaniques que sur Langøy. Des modelés de roches moutonnées sont conservés sur les roches particulièrement massives, spécialement dans les secteurs proches de la marge, voire de l'axe des grands courants de glace. Ainsi, dans le sud de Hamarøy, sur la rive NE de l'Okssund, un replat très irrégulier de mangérites som-

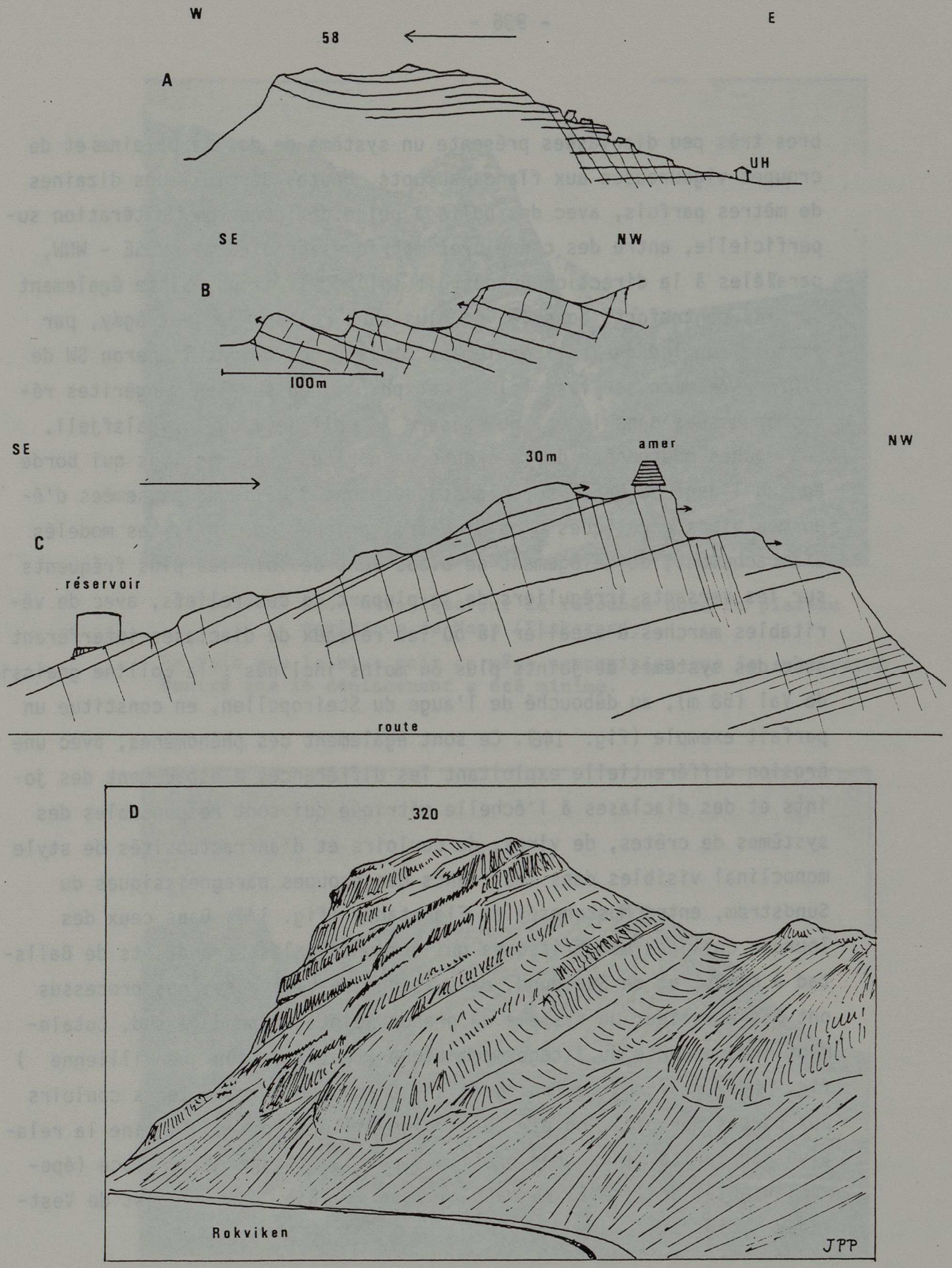


Figure 148 : Modelés glaciaires dissymétriques et formes d'arrachement sur les reliefs rocheux peu élevés de Vestvågøy.

A - la colline gneissique de Val, exploitation de joints faiblement inclinés et d'un système de diaclases NS

B - couloirs et croupes du flanc est de la colline mangéritique de Ballstad.

C - vue schématique de l'extrémité est de la cloison sud du cirque de Stamsund.

D - le flanc sud des pics de Stamsund, vu vers l'ouest.
Les petites flèches indiquent les cicatrices d'arrachement de blocs.

bres très peu diaclasées présente un système de dos de baleines et de croupes vigoureuses aux flancs abrupts, hautes de plusieurs dizaines de mètres parfois, avec des polis à peine défigurés par l'altération superficielle, entre des cannelures métriques de direction ESE - WNW, parallèles à la direction du détroit (pl. 5). Il en existe également sur les contreforts bosselés de plusieurs reliefs de Vestvågøy, par exemple sur les gneiss inégalement divisés qui arment l'éperon SW de l'Offersøkammen, à Flesa (pl. 2 et ph. 14) ou sur les mangérites rétromorphosées dans le col qui sépare le Hellfjell du Torvdalsfjell. Les roches moutonnées de la croupe de norites très massives qui borde au sud l'auge de Napp, sur Flakstadøy, sont d'ailleurs parsemées d'énormes blocs erratiques d'origine très proche (ph. 147). Les modelés d'arrachement, de délogement de blocs sont de loin les plus fréquents sur les versants irréguliers de la plupart de ces reliefs, avec de véritables marches d'escalier là où les réseaux de diaclases interfèrent avec des systèmes de joints plus ou moins inclinés ; la colline gneissique de Val (58 m), au débouché de l'auge du Steiropollen, en constitue un parfait exemple (fig. 148). Ce sont également ces phénomènes, avec une érosion différentielle exploitant les différences d'espacement des joints et des diaclases à l'échelle métrique qui sont responsables des systèmes de crêtes, de vires, de couloirs et d'anfractuosités de style monoclinal visibles dans les flancs des croupes paragneissiques du Sundstrøm, entre Moskenesøy et Flakstadøy (fig. 11). Dans ceux des lourdes collines mangéritiques qui surmontent les strandflats de Ballstad à Kjeøy, et de Stamsund, dans le sud de Vestvågøy, ces processus ont mis en valeur un système de grands joints en pendage sud, totalement indépendants du litage magmatique (tectonisation grenvillienne) fig. 148.. Les zones de fractures s'y traduisent par de longs couloirs aux parois abruptes, ou par de simples sillons rompant à peine la relative régularité de croupes profilées par le passage de la glace (éperon oriental de la colline mangéritique de Våje, dans l'ouest de Vestvågøy : fig. 149).

e. façonnement glaciaire des basses surfaces et individualisation des massifs.

Au-delà de cette différenciation d'échelle métrique, dé-

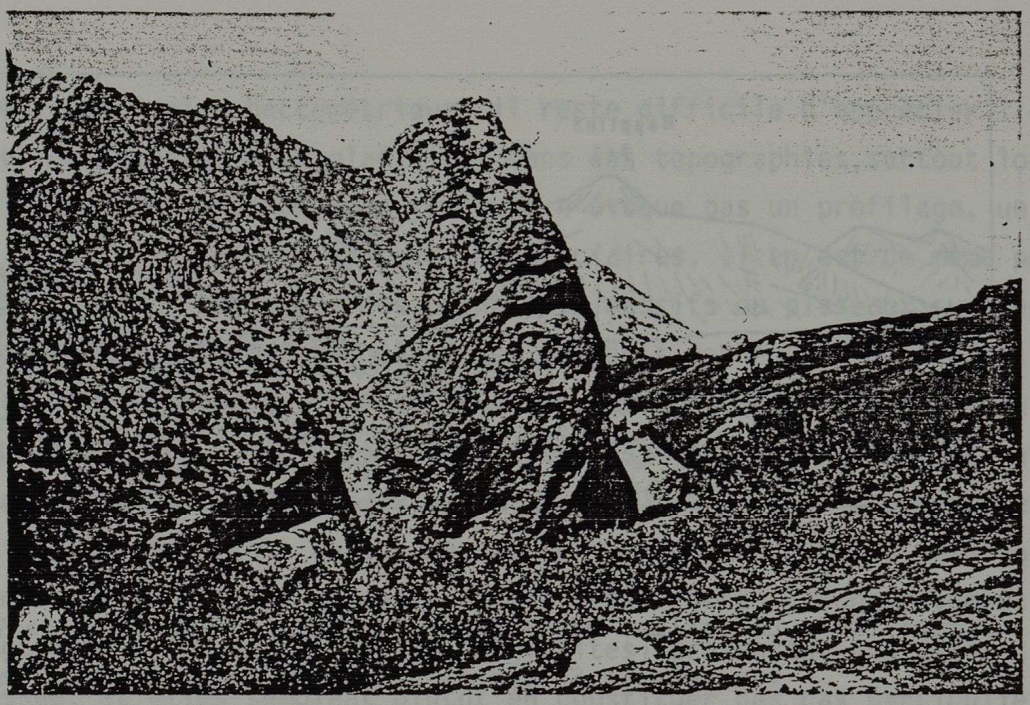


Photo 147 : Bloc erratique sur la retombée nord du plateau noritique de Napp (Flakstadøy).

Le fait que le bloc soit de même composition que le substratum montre que le déplacement a été minime.

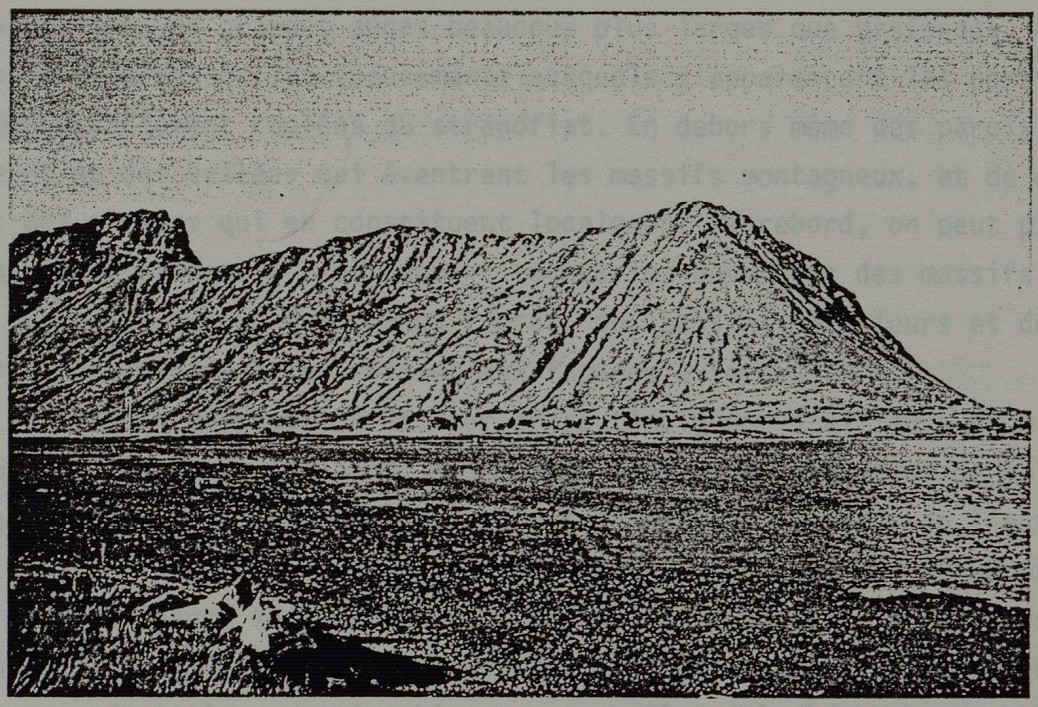


Photo 148 : L'extrémité sud du massif de Kvalnes et l'Alstadpollen (Vestvagøy). Vus vers le NNE.

A gauche: le Haveren (811m); à droite: le Limstrandtind (495m) Grands versants tapissés d'éboulis remaniés à la base en cônes mixtes; amorce de régularisation sur l'éperon sud. Au premier plan : estran à moraine délavée.

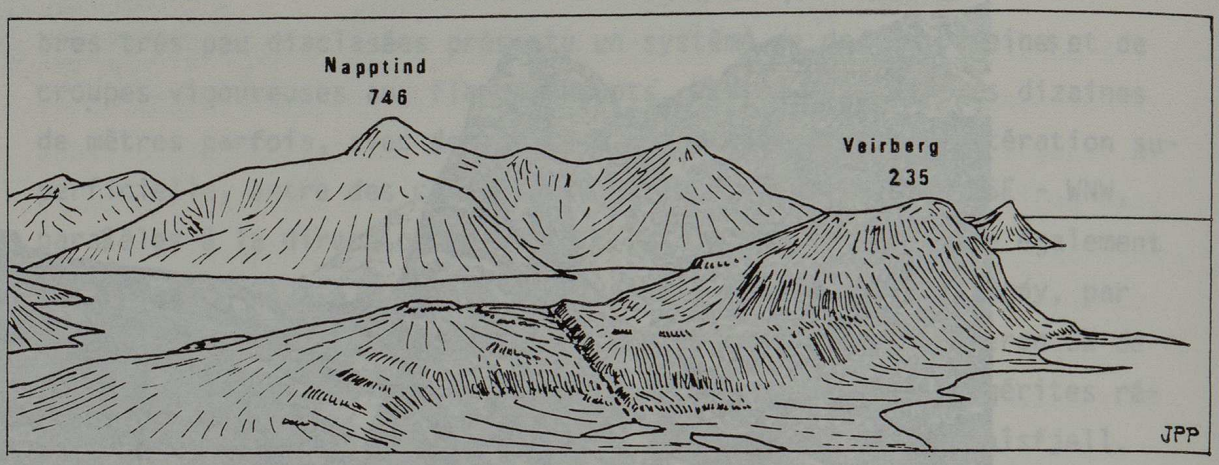


Figure 149 : La colline mangéritique de Våje (côte ouest de Vestvågøy), vue vers le SW depuis le flanc ouest du Holandsmælen . Mise en valeur d'une ligne de faille ou de fracture SW - NE sous l'effet de courants de glace venus du sud et du sud-est (depuis la gauche). Au fond : Flakstadøy.

camétrique, voire hectométrique, il reste difficile d'apprécier l'ampleur des aménagements glaciaires dans ces topographies, surtout lorsque la forme d'ensemble des versants n'évoque pas un profilage, un recul ou un raidissement typiquement glaciaires. Il en est de même pour une partie des retombées des principaux massifs ou plateaux sur les bassins et le strandflat, là où des versants rocheux se raccordent à leur piedestal par des pentes plus ou moins douces (retombée NE du Hadselâs à Andvâgen ; flancs est et sud du Veggefjell, versant NW du Mikkeltind, sur Langøy : fig. 31 et 19). Mais ces pentes accidentées de roches moutonnées ou de vigoureux "knobs" s'insèrent parmi des systèmes de versants où les mêmes roches (respectivement des mangérites - éch. 468 - et des migmatites) présentent une altération poussée, et elles semblent plutôt en constituer des cas particuliers (voir III de ce chapitre).

Plus souvent, les massifs sont limités par des parois rocheuses au pied desquelles des modelés de raclage et des dépôts morainiques attestent l'intervention de l'érosion glaciaire. De fait, quelque soit l'écartement des massifs, la plupart de ces parois apparaissent comme les versants de grandes auges beaucoup plus larges que profondes, dominant les fonds plats ou les épaulements auxquels s'apparentent les parties incontestablement raclées du strandflat. En dehors même des parois des fjords et des vallées qui éventrent les massifs montagneux, et de celles des cirques qui en constituent localement le rebord, on peut placer dans cette catégorie pratiquement toutes les retombées des massifs de la région au-dessus des grands fjords, des bassins intérieurs et des larges couloirs qui les relient aux façades externes.

Leur disposition et leur tracé témoignent d'ailleurs d'un calibrage inégal sur les bords des grands axes de canalisation de la glace. Ainsi, les retombées assez rectilignes des plateaux de l'est de Langøy et de Hadseløy sur le Sortlandsund, l'Eidsfjord, le Børøsund et le Hadselfjord se composent de véritables éperons aux extrémités tronquées et alignées, séparés par des fonds de vallons ou de cirques se raccordant plus ou moins bien au strandflat (pl. 3 , ph. 2 et 146). La même interprétation peut s'appliquer aux flancs plus ou moins abrupts des massifs qui encadrent la dépression centrale du lobe de Bø (massif migmatitique oriental, Bøvetta, Veggefjell, massif d'Utskâr

pl.4 et ph.19), les surcreusements se limitant aux bandes particulièrement fissiles qui afleurent dans le plancher irrégulier du couloir (Jørgenfjord, Malnesfjord). Il en est de même pour les retombées des massifs plus externes sur le couloir de Strømsjøen - Eidet, et sur les percées de transfluence à travers la cloison montagneuse occidentale (Åsanfjord, Vikanfjord). Les retombées des massifs montagneux des Lofoten sur le strandflat étroit qui borde le Vestfjord et sur les multiples istmes, détroits et couloirs qui relient celui-ci et les dépressions internes à la façade NW sont analogues, bien que les alignements d'éperons tronqués dominant le Vestfjord soient assez irréguliers dans les secteurs où se sont multipliées les transfluences (côte SE de Vestvågøy, pl. 2). Ce caractère se vérifie jusque sur les flancs de reliefs d'altitude modeste, comme les versants SE des massifs du Hellfjell et du Torvdalsfjell, qui bordent le couloir des Borgepollene, sur Vestvågøy (ph. 3), ou encore sur une partie de la retombée sud du plateau central de Hadseløy, au NW de Melbu, où le versant abrupt dominant la plate forme mangéritique raclée recoupe les dépressions du plateau en les laissant suspendues vers 80 ou 120 m d'altitude (Haugnyktuva, pl. 3). Il se maintient jusque dans les parties des couloirs qui s'élargissent brutalement en débouchant sur la façade maritime ; ainsi, ce sont des versants d'auges très écartés, ne montrant aucune variation d'aspect par rapport à leurs sections plus internes, qui dominent les strandflats et la baie de Fredvang - Flaskstad (façade de nord de Moskenesøy et Flakstadøy, fig. 103), le rentrant de Nesje au débouché des couloirs des Borgepollene et du Steiropollen, celui du Sundklakkstrøm entre le lobe de Kvalnes et le massif oriental de Gimsøy (pl. 2), ou encore celui du Sunnlandsfjord - Vatnfjord, dans le NW d'Austvågøy. Mais on arrive là, comme sur une partie des rives du Vestfjord, dans un domaine où les actions littorales ont pu être également importantes dans le façonnement du strandflat et de la base des versants. A fortiori, cette explication ne peut convenir seule pour les abrupts qui font face au large, et contre lesquels il est difficile de concevoir le passage latéral de courants de glace canalisés (façade ouest de Moskenesøy, extrémité NW des massifs de la façade nord de Flakstadøy et Vestvågøy ou des massifs occidentaux du lobe de Bø). On remarquera d'ailleurs que ces situations sont minoritaires, et que tous

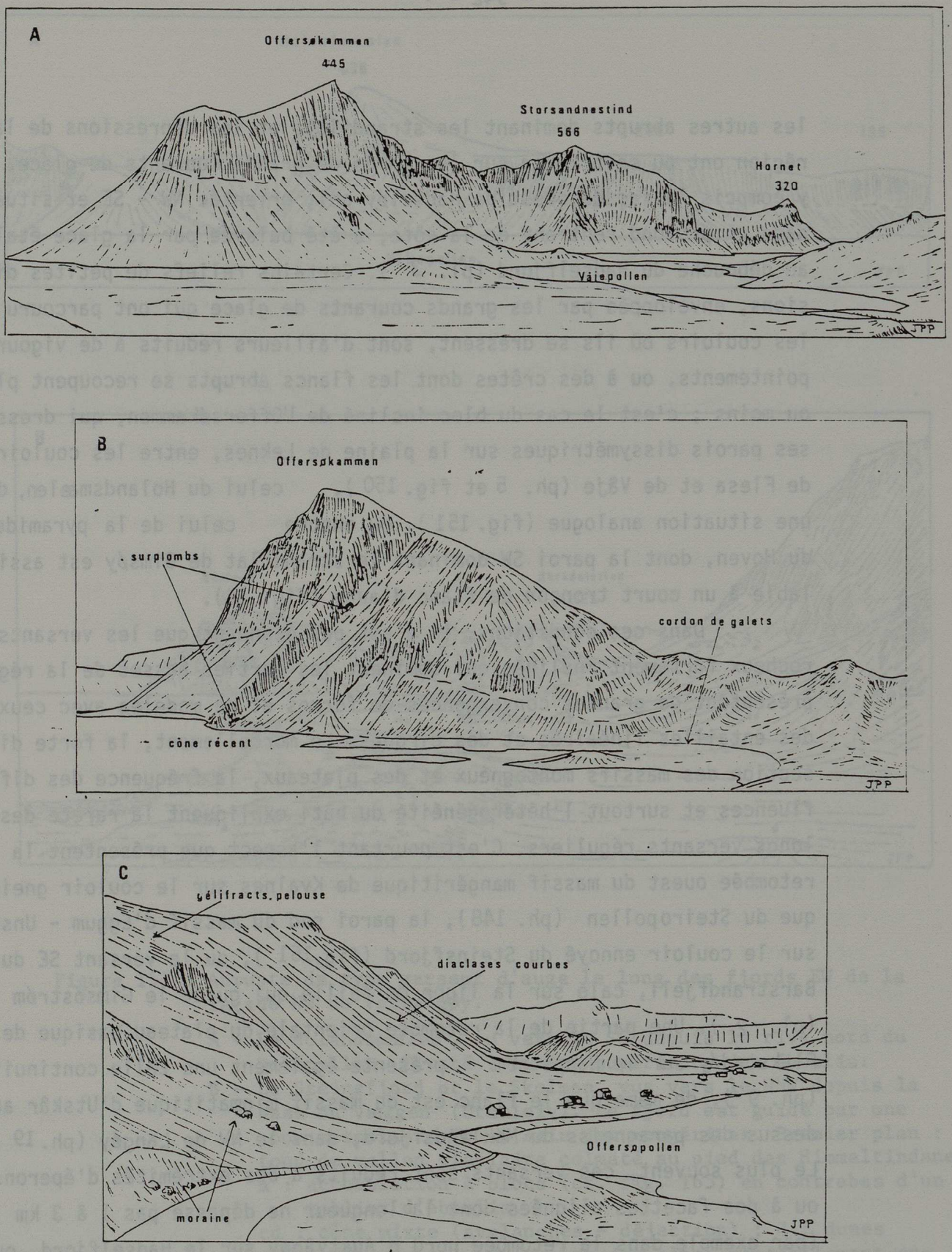


Figure 150 : L'Offersøkammen (Vestvågøy). Relief mangéritique dissymétrique, opposant un haut versant rocheux (faces nord et ouest : A et B) à un versant nu recoupant une haute surface sommitale doucement inclinée. A : vu vers le SW, avec au fond le nord de Flakstadøy ; B : face W, vue vers le NE depuis la pointe de Flesa ; C face S, vue vers le NE.

les autres abrupts dominant les strandflats et les dépressions de la région ont pu se trouver sur les bords de grands courants de glace, y compris la façade ouest de Hadseløy qui, orientée NW - SE et située dans un profond rentrant de la côte, a été balayée par la glace étalée au débouché du Hadselfjord (pl. 3). Certains reliefs de petites dimensions, enveloppés par les grands courants de glace qui ont parcouru les couloirs où ils se dressent, sont d'ailleurs réduits à de vigoureux pointements, ou à des crêtes dont les flancs abrupts se recoupent plus ou moins ; c'est le cas du bloc incliné de l'Offersøkammen, qui dresse ses parois dissymétriques sur la plaine de Leknes, entre les couloirs de Flesa et de Våje (ph. 5 et fig. 150), celui du Holandsmælen, dans une situation analogue (fig. 151), ou encore celui de la pyramide du Hoven, dont la paroi SW dominant le strandflat de Gimsøy est assimilable à un court tronçon de flanc d'auge (fig. 34).

Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que les versants rocheux fortement inclinés qui dominent les parties basses de la région présentent de grandes convergences de formes et de modelés avec ceux des entailles linéaires et des cirques. Le morcellement, la forte dissection des massifs montagneux et des plateaux, la fréquence des diffluences et surtout l'hétérogénéité du bâti expliquent la rareté des longs versants réguliers. C'est pourtant l'aspect que présentent la retombée ouest du massif mangéritique de Kvalnes sur le couloir gneissique du Steiropollen (ph. 148), la paroi sud du massif d'Eggum - Unstad sur le couloir ennoyé du Steinsfjord (fig.151), ou le versant SE du Barstrandfjell, calé sur la ligne de faille qui guide le Gimsøstrøm (pl. 2). Une partie de la retombée orientale du plateau basique de Flakstadøy sur le Nappstrøm présente également une telle continuité (ph. 9), de même que le flanc est du massif migmatitique d'Utskår au-dessus des paragneiss du Møklandsfjord, dans le NW de Langøy (ph. 19). Le plus souvent, ces versants sont réduits à des extrémités d'éperons ou à des facettes alignées dont la longueur ne dépasse pas 1 à 3 km (par exemple dans la retombée nord d'Austvågøy sur le Hadselfjord, ou dans celle du lobe de Sortland sur l'Eidsfjord).

Leurs aspects dépendent en grande partie des structures recoupées, comme dans les versants d'auges. Les cas où une érosion différentielle glaciaire, et donc l'individualisation des massifs, sont associées à leur façonnement, sont relativement rares. Le plus spectaculaire est

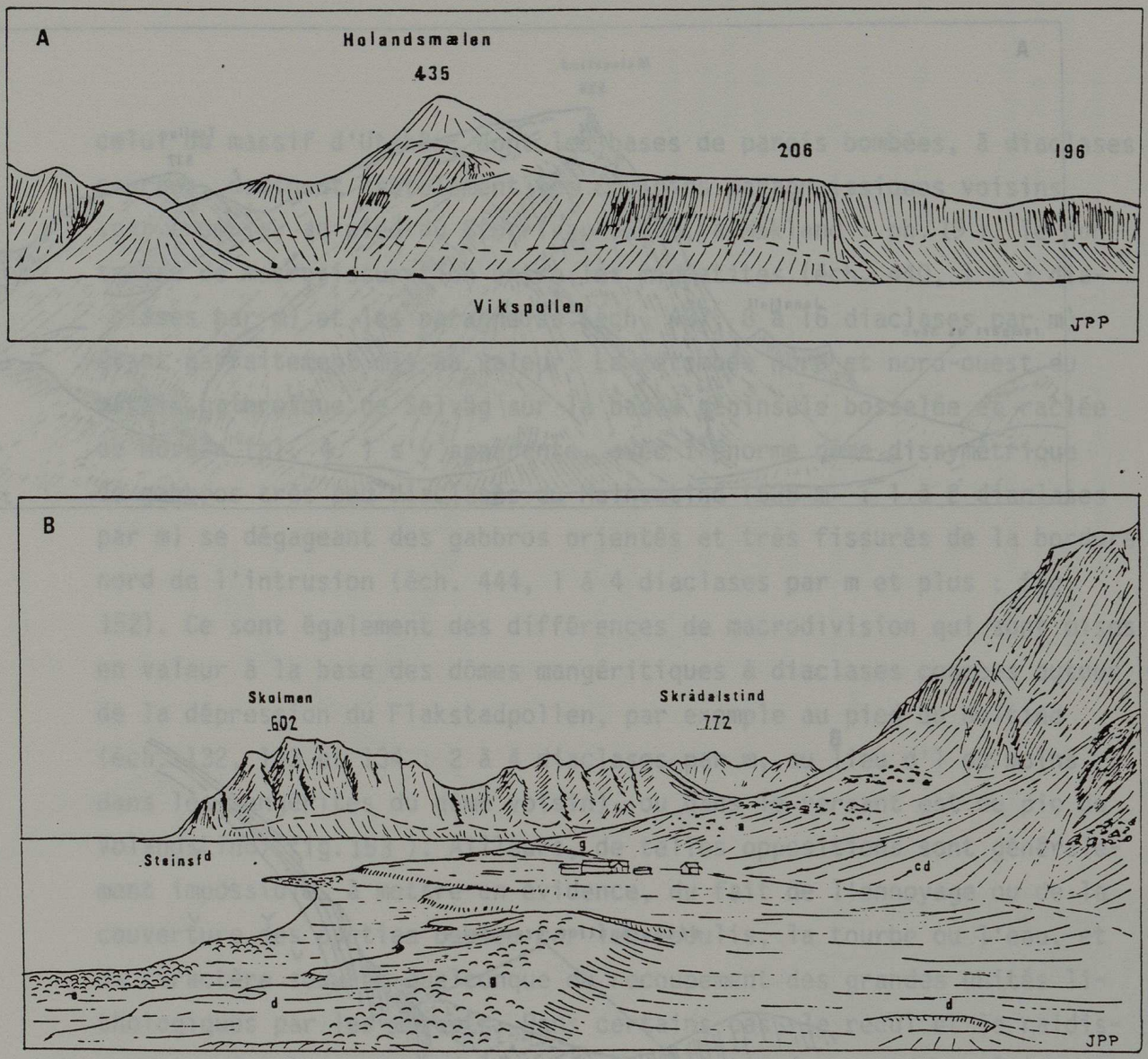
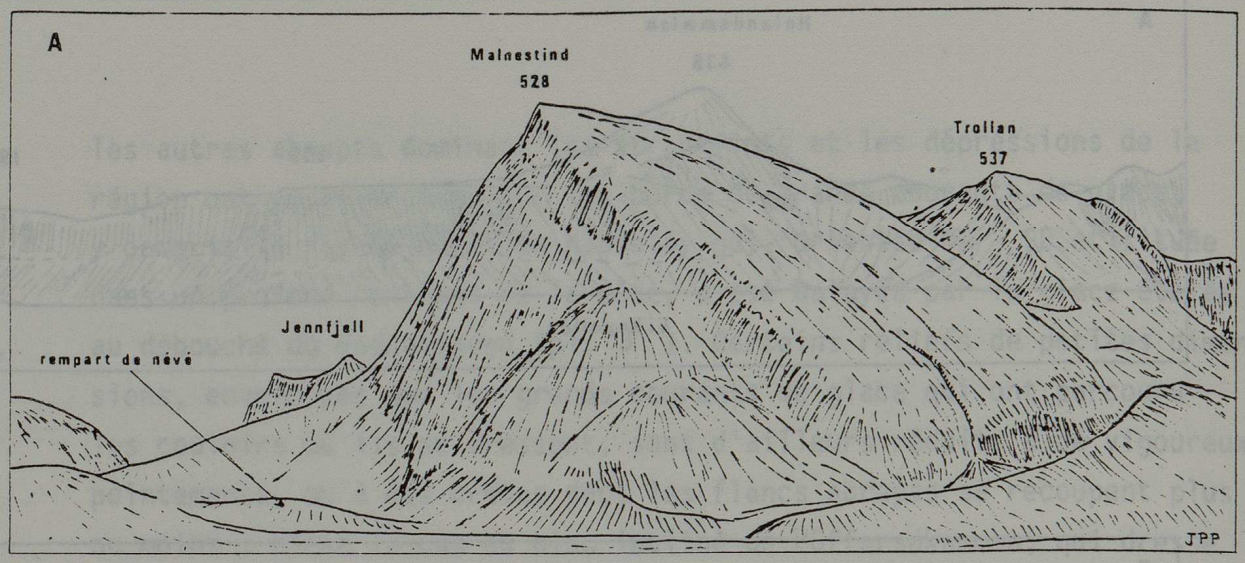


Figure 151 : Abrupts de type versant d'auge le long des fjords EW de la façade NW de Vestvågøy.

A - Le Holandsmælen , vu vers le SE depuis la rive nord du Vikspollen. Tireté : limite supérieure des éboulis.

B - Le Steinsfjord et le Skolmen, vus vers le NNW depuis la base du Væggen (Utakleiv). Le fjord est guidé par une zone cataclasée EW au sein des mangérites. Premier plan : fond de vallon glaciaire colmaté au pied des Himmeltindane.
a : accumulation à blocs (cf. fig. 165) en contrebas d'un tablier d'éboulis.
cd : cône mixte (avalanches - déjection) ; d : dunes
g : cordon de galets (au premier plan, partiellement ensablé : + 8 m.)
e : estran actuel, à gros galets et grèves sableuses.



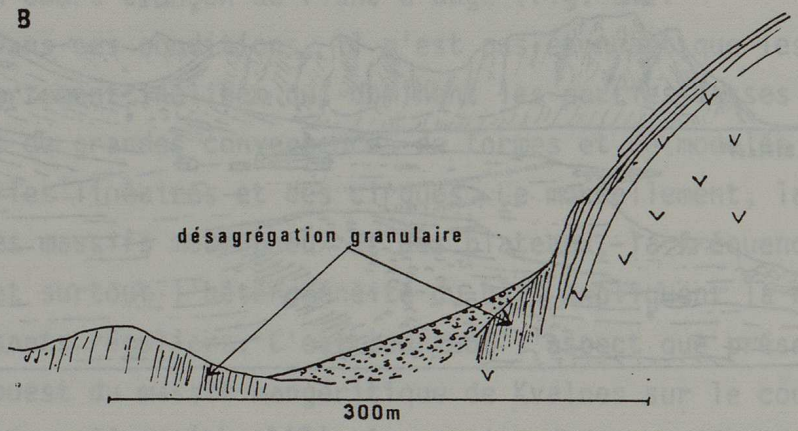


Figure 152 : Le Malnestind (Langøy ouest).
Demi-dôme de gabbro massif, à l'extrémité nord de l'intrusion de Selvåg, vu vers le sud depuis Hovden (A). D'autres dômes apparaîssent dans la paroi nord.
Le petit cône de déjection visible dans la partie droite de (A) repose dans un couloir excavé le long d'une passée fortement fissurée et affectée par une forte désagrégation granulaire (B).

celui du massif d'Utskår, dont les bases de parois bombées, à diaclases courbes, dominent brutalement les couloirs paragneissiques voisins (par exemple, au pied du Storriva, 523 m, à Møkland : ph. 19), le contraste de macrofissuration entre les migmatites (éch. 440, 1 à 3 diaclases par m) et les paragneiss (éch. 437, 8 à 16 diaclases par m) étant parfaitement mis en valeur. La retombée nord et nord-ouest du massif gabbroïque de Selvåg sur la basse péninsule bosselée et raclée de Hovden (pl. 4) s'y apparente, avec l'énorme dôme dissymétrique de gabbros très peu diaclasés du Malnestind (528 m ; 1 à 2 diaclases par m) se dégageant des gabbros orientés et très fissurés de la bordure nord de l'intrusion (éch. 444, 1 à 4 diaclases par m et plus ; fig. 152). Ce sont également des différences de macrodivision qui sont mises en valeur à la base des dômes mangéritiques à diaclases courbes autour de la dépression du Flakstadpollen, par exemple au pied du Holtind (éch. 132, 133 et 134 : 2 à 4 diaclases par m, au lieu d'1 ou moins dans les mangérites du dôme voisin), ou dans le versant est du pic du Volandstind (fig. 153). Ailleurs, de telles oppositions sont généralement impossibles à mettre en évidence, du fait de l'ennoyage ou de la couverture des parties basses par les éboulis, la tourbe ou l'eau, et du caractère souvent quelconque du recoupement des grandes unités lithologiques par les abrupts. Dans certains cas, le recul et le raidissement qui ont accompagné le calibrage relatif des grands couloirs se sont faits grâce à l'utilisation de diaclases courbes de décrompression qui guident les contours de versants généralement très raides. Ainsi s'expliquent les parois subverticales ou bombées façonnées dans des passées de mangérites, d'orthogneiss monzonitiques ou de roches massives particulièrement peu diaclasées au-dessus de plates-formes raclées (face ouest du Møntind, dans le nord de Flakstadøy : fig. 112 retombées du plateau basique oriental de cette île : ph. 9 ; façade nord du lobe d'Eggum, dans les facettes mangéritiques comprises entre les débouchés du couloir des Borgepollene, du Heimerdal et de l'Utdal fig. 154 et ph. 82 ; façade sud-ouest de Hadseløy à Ånstad, à Ångstad et à Kongsteigan : fig. 154). Mais ces modelés ne caractérisent le plus souvent que des portions de versants restreintes, correspondant à des noyaux particulièrement massifs, entre des passées beaucoup plus divisées.

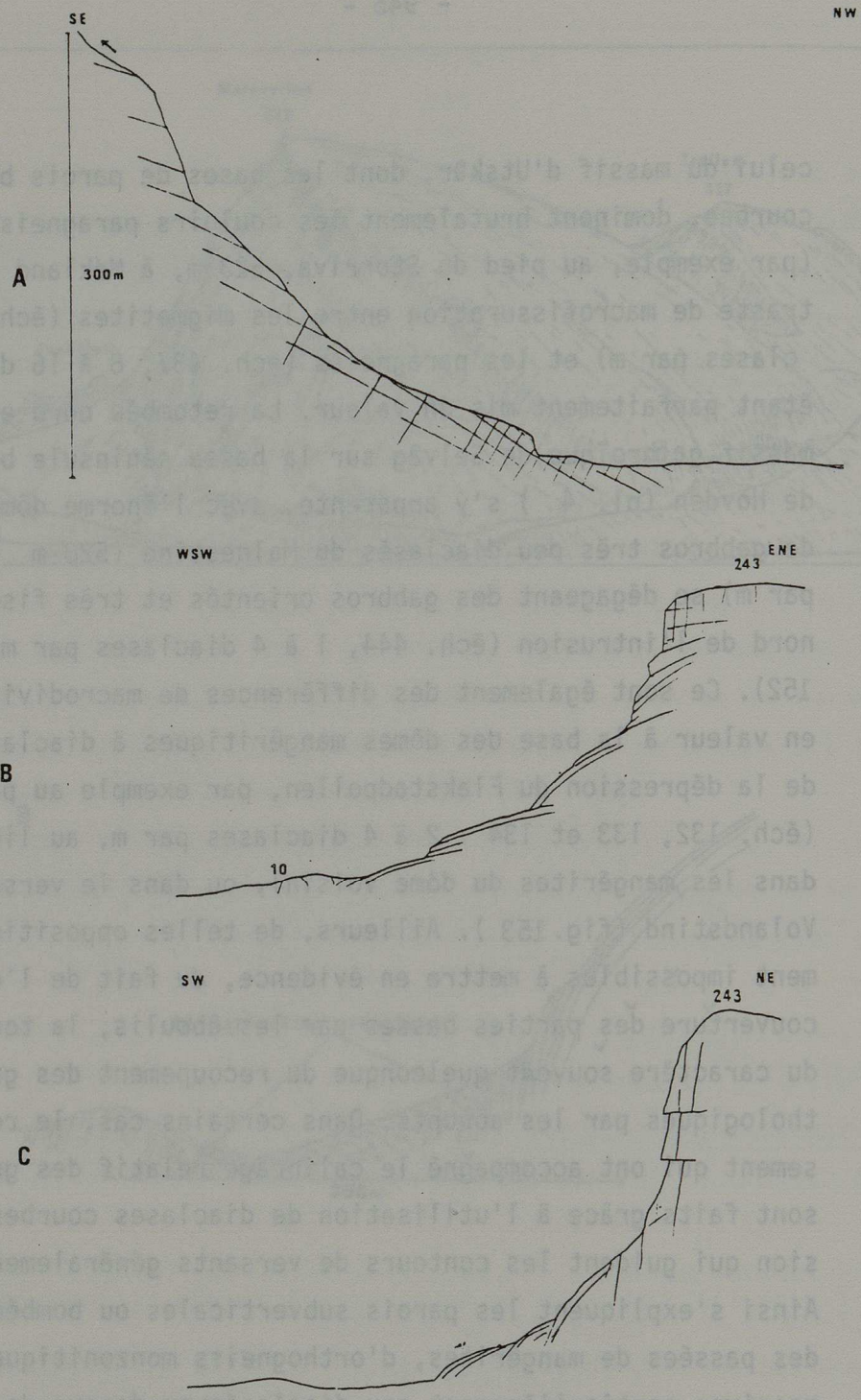
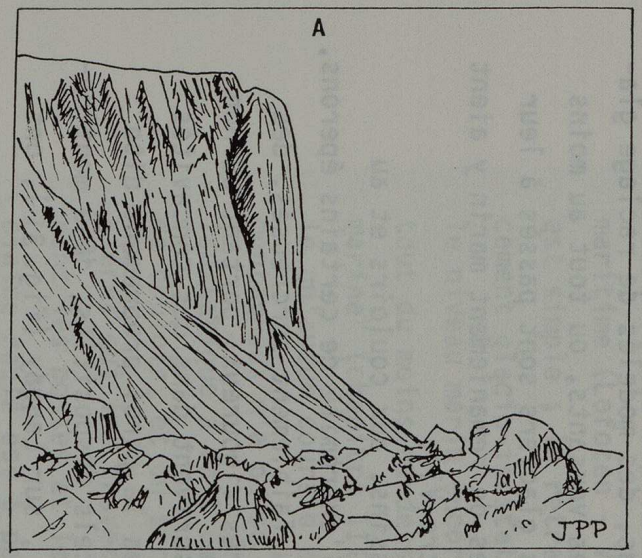
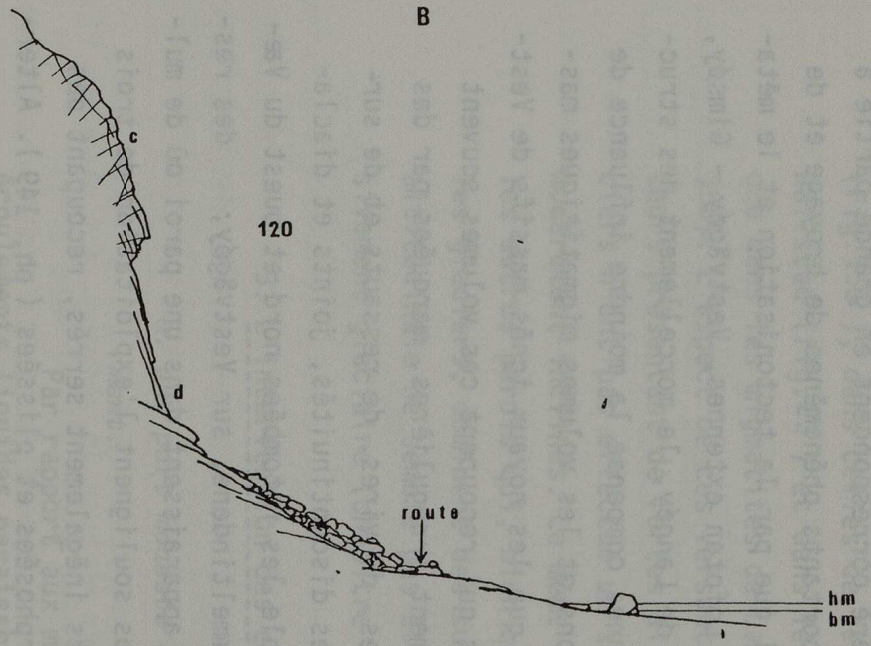


Figure 153 : Modelés et systèmes de diaclases dans les abrupts externes des Lofoten-Vesterålen.

A - Face NW du Volandstind (Flakstadøy). Système de joints dans des gneiss leucocrates. Diaclases subverticales inclinées à 70-80°, surtout de direction SW-NE, très serrées à la base du versant B,C : Abrupts rocheux de la façade SW de Hadseløy (B : Ånstad ; C : Ångstad). Diaclases courbes de moins en moins inclinées à la base, dans des orthogneiss manzonitiques massifs. Sommet : exploitation de diaclases verticales et de joints espacés.





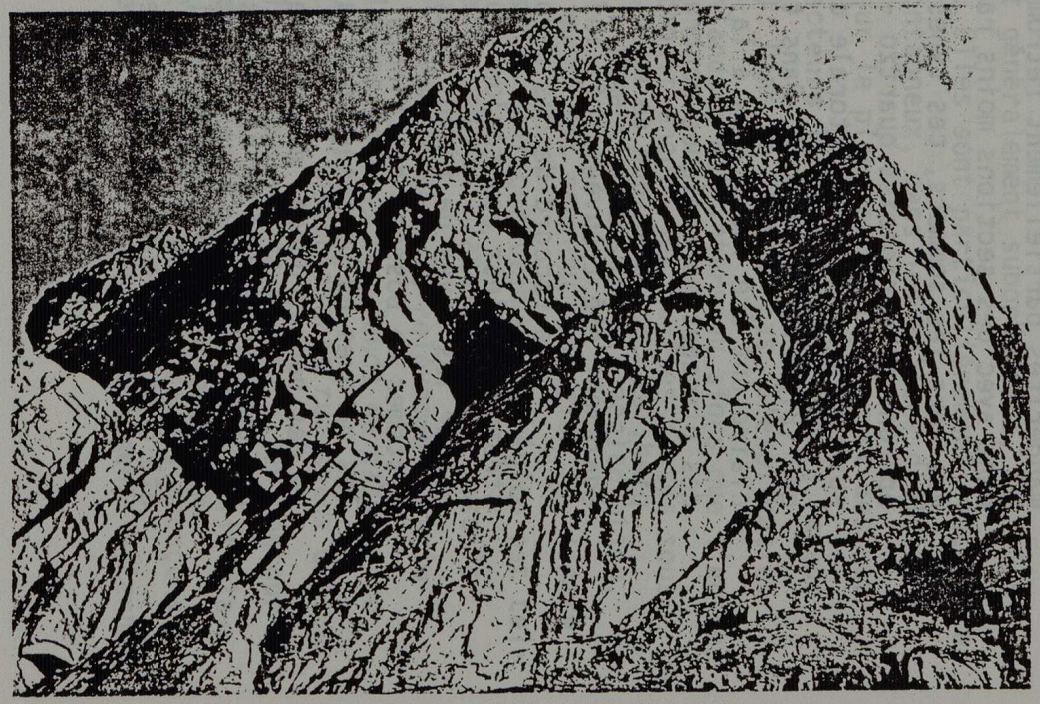


Figure 154 : Diaclases et modelés dans deux abrupts côtiers de Vestvågøy.

A - L'abrupt d'Eggum - Paroi subverticale de 500 m. dont une partie est en voie de détachement le long d'une grande fissure de décollement; au premier plan : masse éboulée ancienne.

B - Face nord du Væggen . c : modelé de clochetons, vires et surplombs ; d : diaclases courbes. A la base : éboulis à très gros blocs sur dalles courbes peu inclinées.

Photo 149 - Face nord du Væggen. Modelé guidé par trois systèmes orthogonaux de diaclases ; les masses mangéritiques les moins divisées constituent des ressauts bombés à diaclases courbes.

Les régions de relief aéré correspondent en grande partie à des intrusions marquées par d'importants phénomènes de broyage et de cataclase tardimagmatiques, ainsi que par la tectonisation et le métamorphisme grenvilliens (nord des Lofoten externes, Vestvågøy - Gimsøy, Hadseløy, Hamarøy). Dans l'ouest de Langøy, le morcellement des structures svécokaréliennes et gothiennes compense la moindre influence de cet épisode tardif ; les intrusions et les volumes migmatitiques massifs n'y sont guère plus étendus que les noyaux ignés massifs de Vestvågøy. Par conséquent, les parois qui recoupent ces volumes souvent inégalement divisés sont fréquemment irrégulières, marquées par des systèmes de couloirs, de cheminées, de vires, de ressauts et de surplombs qui soulignent les multiples discontinuités, joints et diaclases. Nous en prendrons pour exemple les retombées nord et ouest du Væggen, à l'extrémité ouest des Himmeltindene, sur Vestvågøy; des ressauts lisses à diaclases courbes apparaissent dans une paroi où de multiples anfractuosités et surplombs soulignent l'exploitation de trois systèmes de diaclases et de joints inégalement serrés, recoupant des mangérites partiellement rétromorphosées et plissées (ph. 149). Alternant avec des sections moins raides où de tels modelés n'apparaissent que vers les sommets, ces types de parois caractérisent également les éperons de paragneiss quartzo - feldspathiques, en particulier au-dessus de la banquette littorale du Vestfjord, dans le sud-est de Vestvågøy (Blåheia, Dalstind). Dans tous les cas, des modelés de raclage glaciaire ont été identifiés à la base de ces versants, ou tout au moins des placages morainiques montrant que les glaciers sont passés à leur pied, et ceci bien que de multiples traces de remaniement marin y aient également été trouvées (cf. infra, chapitre VI).

Le raccord de ces parois aux bassins, aux couloirs et au strandflat n'est pas toujours brutal. A l'extrémité de certains éperons, et sur les rives de fjords très larges ou faiblement surcreusés, des systèmes de bosses, de chicots parfois très vigoureux, portant ou non les marques du polissage glaciaire, s'inscrivent dans des concavités ou des pentes douces en arrière desquelles la paroi proprement dite n'a que peu reculé en se raidissant. De tels dispositifs, déjà mentionnés dans le bassin central du lobe de Bø , sur Langøy (fig. 31), ont été observés dans les mangérites à l'extrémité sud du lobe de Sund

(fig.155), dans celles de Vestvågøy sur la retombée est du lobe de Ballstad (fig.23) et dans les versants du Finstadpollen (ph. 15), ainsi que dans les migmatites de Langøy, sur la rive NW de l'Eidsfjord (fig. 155). L'aspect de ces versants, que l'on retrouve surtout dans les secteurs présentant de fortes altérations, amène à se demander si les glaciers n'ont pas effectué un simple récurage de versants préexistants modérement inclinés. La même question se pose d'ailleurs pour toutes les autres parois qui, bien que typiquement façonnées et raidies par les glaciers, dominent des surfaces dont la remarquable régularité altitudinale ne semble pas être très compatible avec une origine exclusivement glaciaire (chapitre VI).

3. L'intervention des eaux courantes et l'aménagement des profils

a. une part modeste dans les formes et les modelés de creusement.

Par rapport aux marques de l'érosion glaciaire, celles des écoulements liquides paraissent généralement subordonnées, dans les profils comme dans les modelés. Elles sont particulièrement restreintes dans les vallées des massifs montagneux, dans les vallées d'altitude des hauts plateaux, ainsi que sur le plancher de la plupart des couloirs et des dépressions des secteurs largement évidés de la façade maritime (Lofoten - Vesterâlen). Dans ce dernier cas, l'explication est simple ; le retrait de l'inlandsis est intervenu alors que l'enfoncement glacio-isostatique maintenait encore les parties basses sous le niveau marin encore bas, et l'immersion a suivi la déglaciation, tout du moins au-dessous de ce qu'il est convenu d'appeler la "limite marine" (chapitre III). De plus, la configuration de la région est telle qu'aucun cours d'eau important issu des plateaux ou des massifs montagneux n'a pu se constituer, même lorsque le relèvement glacio-isostatique a fait émerger de larges parties des fonds de bassins ou de couloir, et du strandflat. Ce sont d'insignifiants ruisseaux de tourbières qui les traversent, de lac en couloir de fracture, en contournant les bosses et les roches moutonnées. Leur action sur le lit glaciaire raclé est à peu près nulle, sauf dans de très courts tronçons correspondant en fait à l'action d'assez puissants écoulements alternés

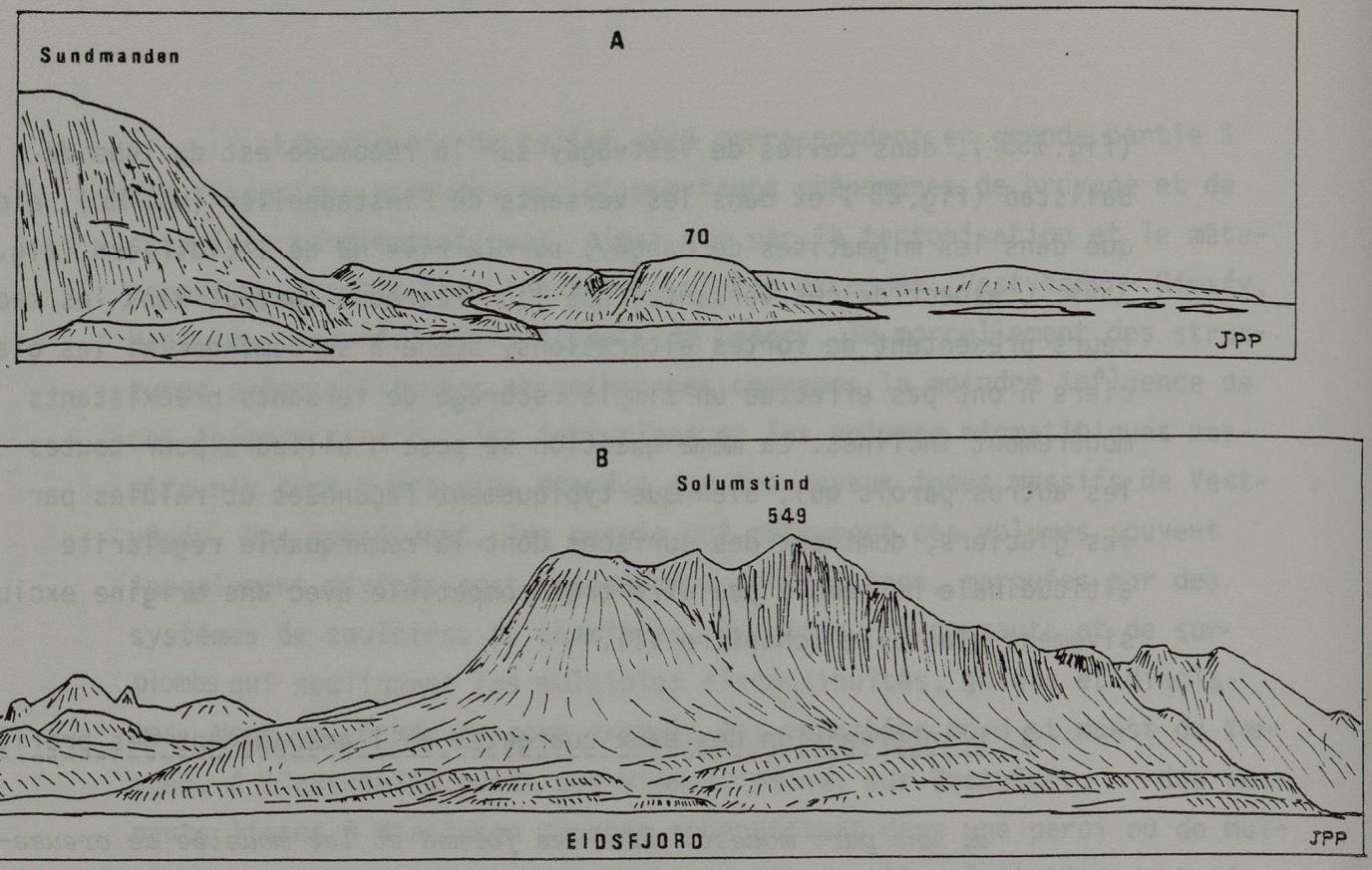


Figure 155 : Reliefs rocheux bosselés en base de versant, sur rives de fjords.
A - Presqu'île mangéritique de Sund, vue vers le SE.
B - Bosses soulignant des structures stratiformes au sein des migmatites, sur la rive NW de l'Eidsfjord. Vue vers le nord, depuis Kjørstad.

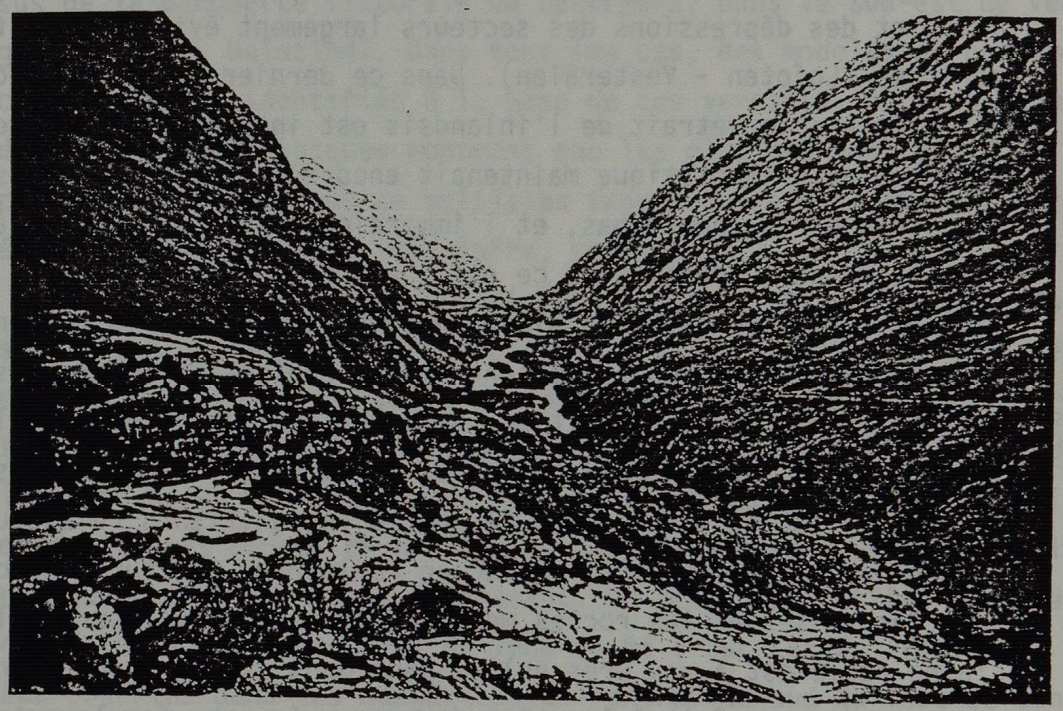


Photo 150 : Gorge dans le haut Fortunadal en aval de Nørstedalseter, Orthogneiss du Jostedal.

de vidange et de remplissage d'anciens fjords fermés par des verrous et récemment transformés en lacs portés par le "landhøyning" au niveau intertidal (entailles d'1 ou 2 m de profondeur dans les verrous de paragneiss du Kartfjord et de Nesje, sur Vestvågøy ; rapides encombrés de blocs erratiques au débouché du lac de Presteid, sur Hamarøy : pl. 5).

Tout aussi faibles sont les aménagements fluviatiles dans les vallées qui éventrent les montagnes de l'archipel. En aval des fonds de cirques parfois étagés qui constituent la tête de certaines de ces vallées, les fonds plats ou surcreusés jusqu'au-dessous du niveau de la mer sont prédominants. Les sections parcourues par des cours d'eau sont donc fort courtes (Olderdal, sur Austvågøy : 3,5 km) ; elles se terminent par de petits deltas soulevés constitués lors de la fusion des derniers glaciers (Olderfjord), ou plus souvent par des verrous dénudés (Moskenesøy) ou tapissés d'une moraine de fond peu épaisse que les ruisseaux ont entaillée sur quelques mètres (débouché des vallées-cirques légèrement suspendues du Vatndal et de Flatset, sur Hadseløy). Alimentés en été par les pluies et par la fonte de quelques névés ou taches de neige, les ruisseaux et les torrents paraissent incapables d'entailler les verrous, surtout s'il s'agit de ressauts bombés à diaclases courbes ; ils parviennent simplement à nettoyer sur 1 à 3 m de profondeur les couloirs de fractures qui guident certaines des entailles, sans modifier de façon importante les formes glaciaires (par exemple, au débouché des vallons ou des cirques creusés dans les roches basiques et les mangérites de Flakstadøy : ph. 125). Quant aux autres vallées, de type composite ou inverse, elles sont sur tout ou partie de leur cours surcreusées au-dessous du niveau de la mer et elles ne doivent donc leur profil qu'à l'intervention de glaciers épais.

Les vallées montagnardes du Jotunheim présentent également des marques fluviatiles très discrètes. Les torrents y sont cependant bien plus puissants, beaucoup d'entre eux étant issus de glaciers de cirques ou de vallée. Dans les tronçons principaux, ce fait est à rapprocher de la relative modération des pentes longitudinales. Mais l'incision fluviatile est à peine plus marquée dans les verrous-gradins qui séparent les vallées montagnardes du sud (Mjølkedal surtout, pl. 8) des auges de Bygdin et Gjende emboîtées de 350 à 400 m dans

le plancher du couloir intramontagnard auquel se raccordent les hautes vallées. Le berceau fortement incliné que constitue le Mjølkedal au passage de la bande de gabbros violets "de la Mjølkedøla" (Battey et Mc Richtie, 1973) pourtant assez diaclasés (2 à 5 diaclases par m) (éch. 886) montre avant tout des surfaces raclées à traces de délogement de blocs alternant avec des surfaces polies en contrebas desquelles le torrent est à peine emboîté. Le rôle des cours d'eau n'est pourtant pas tout à fait négligeable dans l'aménagement des vallées. Ainsi, un léger enfoncement du torrent émissaire du Leirvatn dans le verrou de Leirvassbu, le long de la zone de fracture qui guide le haut Leirdal (pl. 7) contribue à consacrer la prééminence du drainage de la cuvette vers cette vallée, aux dépens du Gravdal qui en est séparé par un verrou à peine plus élevé. Ailleurs, les torrents issus des glaciers, des taches de neige ou des tourbières sinuent sur le fond concave et inégal des parties surcreusées des vallées, de rapides en petites plaines fluvioglaciaires où le lit mineur instable s'enfonce d'un à deux mètres (Leirdal à Veslbui, Visdal à Spiterstulen, ph. 43). Les rapides correspondent au passage de verrous généralement peu marqués qu'ils franchissent en s'étalant, en se subdivisant ou en utilisant des couloirs de fractures excavés entre les roches moutonnées et des dômes à diaclases courbes (par exemple, le Leirdal en aval de Leirvassbu, ph. 129). A ce faible aménagement est lié le piégeage de la charge solide dans les ombilics des parties amont des vallées. Les torrents issus des cirques suspendus actuellement englacés ne sont guère plus encaissés (par exemple, sur le versant ouest du haut Visdal, sous le Svellnosbre ou le Styggebre), sauf lorsque des roches particulièrement fissiles affleurent à la base des gradins de confluence (courte gorge de la Dumma, entaillée de 10 m dans les mylonites basales de la nappe du Jotun, dans la base concave du versant est du Leirdal, fig. 44 ; gorge de l'Illâi, entaillée dans le gradin de confluence, plus au sud pl. 7). Le caractère pratiquement exclusif des modelés glaciaires sur le fond rocheux des vallées (roches moutonnées, zones de fractures exploitées par quarrying ...) traduit également un faible rôle morphogénique des écoulements sous-glaciaires. Cela ne saurait surprendre dans ces régions de montagne où les processus de fusion n'ont pas connu le caractère catastrophique qu'ils ont pu revêtir dans les parties de l'inlandsis situées hors des centres de glaciation.

Le même phénomène et aussi la relative dispersion des écoulements peu hiérarchisés expliquent la faiblesse des marques fluviatiles dans les formes des vallées d'altitude qui sillonnent les hauts plateaux. Entre les multiples ombilics lacustres qui occupent les fonds, les verrous restent peu incisés, y compris lorsqu'ils correspondent à des roches à priori sensibles à l'érosion linéaire. Ainsi, le large verrou de micaschistes qui ferme vers l'ouest l'ombilic du lac Tyin n'est franchi que par une série de gorges étroites et profondes de quelques mètres correspondant en fait à des couloirs de fractures nettoyés (ph. 134). De telles incisions sont encore plus modestes dans les gneiss des fenêtres précambriennes (Mørkedal) et du Breheim, ainsi que dans les roches du Jotun, y compris dans les anorthosites plus vigoureusement disséquées du massif du Sogn.

En fait les aménagements fluviatiles ne prennent quelque importance que dans les grandes ruptures de pente séparant les vallées d'altitude du système de dissection profonde, et dans une partie des grandes auges elles-mêmes. Certes, leur rôle est nul dans les "bouts du monde" des vallées de type islandais comme celles du Jostedalsbre : les seules traces visibles dans les parois sont des marques de polissage et des cicatrices de détachement de dalles le long de diaclases courbes (tête de l'Austerdalsbre, ph. 32) . Le rôle des eaux de fonte peu abondantes issues de la calotte sommitale se réduit à la formation dans les parois lisses de grandes zèbrures dont la teinte noire correspond à celle de mousses prolifèrant à l'emplacement habituel des suintements et des cascatelles. Il est plus important à la tête des auges entaillant des plateaux moins élevés dans lesquels les vallées d'altitude ont déjà réalisé une certaine concentration des écoulements, et où de grands glaciers de plateau à base tempérée ont pu se développer ou se maintenir jusqu'au Pré-Boréal, avant une fusion finale qui a elle-même libéré de grandes quantités d'eau de fonte (cf. supra, chapitre III). Les ruptures de pente dont nous avons vu l'origine essentiellement glaciaire ont donc également été parcourues par des écoulements concentrès aussi bien au cours même d'une partie des périodes glaciaires (torrents sous-glaciaires) que lors de phases d'évolution subaérienne analogues à l'actuelle. La très forte inclinaison des gorges de raccordement, et l'existence fréquente de hautes cascades ou de cataractes

dans les parties amont des grandes vallées et sous les gradins de confluence montrent que cet aménagement reste toujours subordonné par rapport à l'ampleur des ruptures de pente créées par les glaciers ; beaucoup de ces chutes d'eau ne parviennent d'ailleurs pas à entailler de façon significative les parois ou les bases de gradin (par exemple, la cascade du Rydal, haute de 350 m, qui s'étale sur le flanc est de l'auge du Jostedal en amont de Gaupne). Le sapement basal reste généralement limité ; comme on peut le voir dans la très courte entaille formée à la base de la cascade de Bjørk dans la concavité basale du versant est de la même auge, 18 km plus au nord (ph. 119), et les entailles linéaires qu'on peut attribuer à ces cascades ne modifient que très peu la forme des verrous glaciaires. Néanmoins, à l'instar de la profonde gorge du Måbødal creusée en aval du Vøringfoss, sur la retombée occidentale du Hardangervidda (Ahlmann, 1919 ; H. Holtedahl, 1960), le gradin de l'Hôtel Stalheim, qui sépare l'ample fond de vallée suspendu d'Uppheim (300 m) de la tête du Nærøydal (150 m, au pied du ressaut) présente essentiellement ce type d'aménagement. Façonné au sein de la "couche" mangéritique du massif du Sogn, il n'apparaît pas calé sur un accident structural particulier, mais il doit au moins partiellement sa vigueur (avec une paroi verticale) au déversement des eaux de la vallée d'Uppheim recoupée par un profond affluent du Sognefjord (fig. 77). En effet, si des marques d'abrasion et de quarrying sont incontestables au sommet du ressaut et à la base des versants du Nærøydal plus en aval, de simples formes de sapement basal dues à l'action de la puissante cascade qui le dévale sont visibles dans la face aval du verrou. La paroi, à la base de laquelle se trouvent de gros blocs éboulés, évolue actuellement en liaison avec ce phénomène, mais il est probable qu'elle a évolué plus activement lors des phases des glaciations qui ont permis la circulation de grandes quantités d'eau sous-glaciaire, cette circulation se faisant en outre sous pression. L'eau liquide participe donc activement à la genèse de ce type de gradins, comme l'ont déjà remarqué H. Holtedahl (1960) et Gjessing (1965-1966).

Dans certains cas, la participation de l'eau à l'aménagement des vallées ne se limite pas à l'accentuation de verrous-gradins dont la formation, essentiellement glaciaire, pourrait s'expliquer par une érosion régressive glaciaire du type de celle que Souchez (1967) a décrite en Antarctique. Il semble bien que le creusement fluviatile parti-

cipe autant que l'érosion glaciaire au franchissement de larges verrous-gradins séparant les sections d'altitude des sections profondes, et au façonnement du profil transversal d'ensemble de la section de raccordement. Si l'incision se limite à un canyon en V entaillé dans le verrou de micaschistes qui sépare le Helgedal du Fortunsdal (Reusch, 1901, pl. 7 et fig. 156), elle commande l'ensemble du profil du Visdal, là où la vallée montagnarde se raccorde au Bøverdal par une gorge en V entaillée dans les micaschistes de la bordure NW du Jotunheim et fortement inclinée (250 m sur 5 km, fig. 156). L'étroitesse du fond (20 m), la raideur de la partie basale des versants, sur 150 m de hauteur immédiatement en amont de la confluence, l'emboîtement progressif de la gorge dans le berceau qui prolonge le Visdal jusqu'au front de la nappe du Jotun sont probablement le résultat d'une vigoureuse et rapide incision torrentielle, qui a d'ailleurs déterminé la formation de diaclases courbes de décompression, espacées de 10 à 80 cm, à la base des parois. Mais l'existence de petites terrasses de kame sur le rebord de la gorge, là où commence le rapide enfoncement vers le Bøverdal (entre Visdalsseter et le pont sur le Lauva, fig. 156) montre que lors d'un stade tardif de fusion du glacier de la Visa, la glace a occupé cette gorge déjà creusée au moins partiellement et emboîtée dans le plancher de l'auge. Le creusement n'est donc pas uniquement post-glaciaire, et il a fort bien pu être amorcé par les torrents sous-glaciaires avant la déglaciation, voire lors de périodes plus reculées. D'autres tronçons de vallée en V entaillés dans les mêmes roches, ou dans des gneiss, montrent en effet que les glaciers ont parfaitement pu occuper de telles entailles sans en modifier beaucoup le profil, conformément à ce qui a pu être observé sous la Mer de Glace, par exemple (Vivian, 1975) ; c'est par exemple le cas de la partie du haut Fortunsdal qui relie les berceaux d'altitude à l'auge principale, en aval de Nørdstedalseter, à travers un verrou de gneiss très massif (ph. 150).

Les écoulements sous-glaciaires, qui ont principalement fonctionné lors de la poussée glaciaire du Pré-Boréal et du développement de grands glaciers de vallée à base tempérée, ont également contribué au façonnement des gorges de raccordement ("tilpasningscanyon", Gjessing, 1977) dans les grandes auges proprement dites, autour du Jostedalsbre

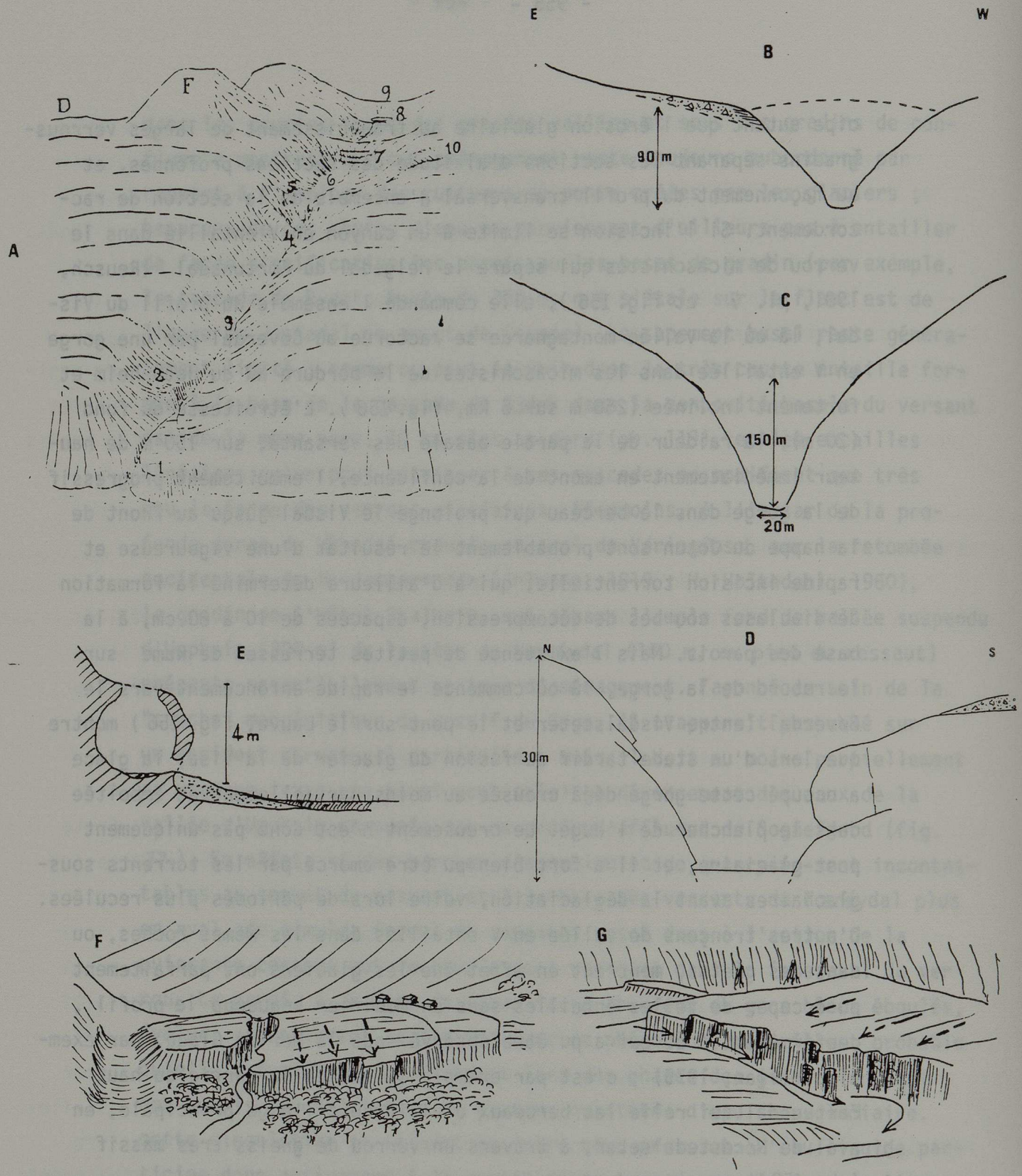


Figure 156 : Vallées glaciaires et aménagements torrentiels.

A - Les verrous-gradins de Helgedal (ouest du Jotunheim), d'après Reush (1901).

B,C,D - La gorge de raccordement du Visdal, dans les aparagmites (B) et les micaschistes (C,D). Profils transversaux, au sud de la Lauva (B), au niveau de Bakkem (C), et au pont sur la Visa, au débouché dans le Bøverdal (D) ; en B : présence d'une accumulation morainique et fluvio-glaciaire formée au contact avec une langue de glace tardive (tireté).

E - Marmite de géant du verrou de l'Asen(orthogneiss æillés, Hafslo).

F, G - anciens canyons sous-glaciaires dans les verrous de micaschistes du Flåmsdal, à Berckvam et à Tunshelle ; flèches en tireté : écoulement de la glace ; d'après Holtedahl (1967).

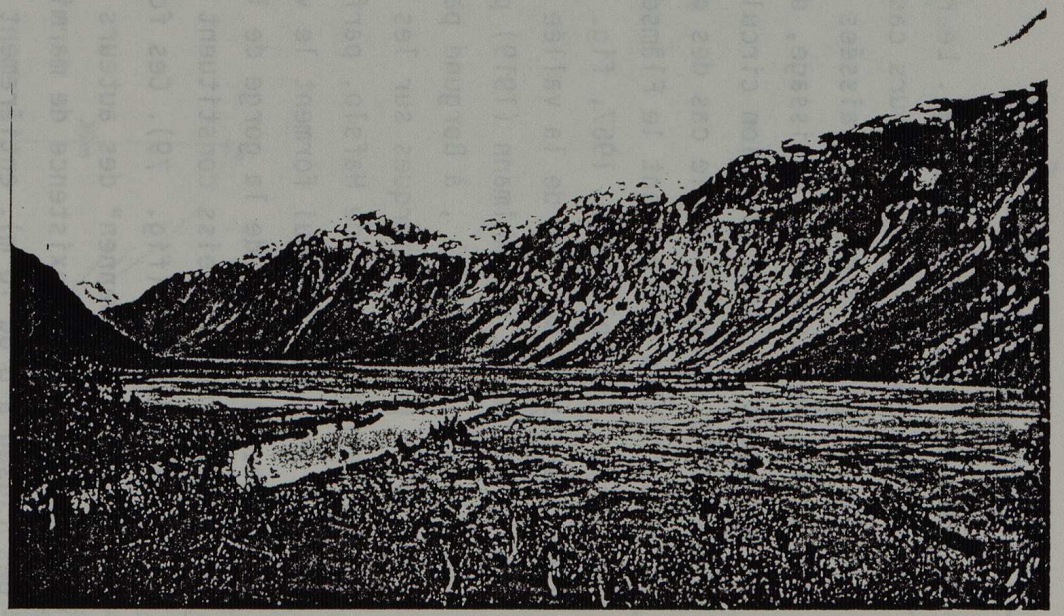
et dans le Jotunheim méridional. Le rôle d'écoulements sous glaciaires a pu être démontré dans plusieurs cas où des verrous sont entaillés par des gorges maintenant délaissées par le torrent, et sur les flancs desquelles des formes de polissage, des marmites de géants attestent le passage d'eau sous pression circulant dans certains cas entre la glace et la roche. C'est le cas des gorges entaillées dans les verrous de micaschistes qui barrent le Flåmsdal en amont de Flåm (Berekvam, Tunshelle : H. Holtedahl, 1967, fig. 136), avec des marmites jusqu'à 200 m au-dessus du fond de la vallée (Furuberget). La même démonstration a été menée par Ahlmann (1919) pour le franchissement des verrous gneissiques du Laerdal , à Borgund par exemple. Nous en avons identifié pour notre part, les marques sur les parois de la gorge reliant le lac de Veitastrond du lac de Hafslo, parfaitement conservées sur les gneiss oeillés très massifs qui forment le verrou de l'Åsen (225 m) (ph. 151), ainsi que sur celles de la gorge de l'Årøyelv,creusée à travers le verrou que les mêmes gneiss constituent entre le lac de Hafslo (172 m) et le Barsnesfjord (fig. 79). Ces formes "ondulées", analogues au "P. forms" ou "Sichelwannen" des auteurs (R. Dahl, 1965 ; Gjessing,1965-1966) sont associées à l'existence de marmites de géants souvent très profondes (jusqu'à 8 ou 10 m), entièrement forées dans la roche (fig. 156) ou creusées au contact de la glace et de la paroi, et réduits à des cavités semi-cylindriques. Nous en avons également identifié à l'est de la cuvette de Hafslo, sur le verrou gneissique qui la sépare du court vallon de Solvorn et du Lustrafjord ; leur localisation sur ce verrou qu'aucun torrent ne traverse actuellement (le drainage se fait entièrement par l'Åroyelv, pl. 6) implique le rôle d'écoulements d'eau pression, capables de remonter des contrepentes. Cette association systématique entre des modelés torrentiels et les "P. forms" nous incite à y voir essentiellement des formes d'abrasion fluviatile sous-glaciaire, par des eaux très chargées, et à rejoindre ainsi l'interprétation qu'en donnent Sugden et John (1976, p. 302 - 303). Façonnnées dans des roches très massives constituant de puissants verrous, elles caractérisent également la base de certaines parois de micaschistes, là où ces roches déterminent des sections d'auges relativement étroites aux parois abruptes. C'est ainsi que la base des parois subverticales du Fortunsdal entre Fortun et Skjolden présente non seulement des polis glaciaires,



Photo 151 : Formes "onduleuses" (P-forms) dans la gorge du verrou orthogneissique de l'Åsen (entre les lacs de Veitastrond et de Hafslo).

Photo 152 (ci-dessous): La plaine fluvioglaciaire du Leirdal-Tunsberdal.

Suspendue à 450m d'altitude au-dessus du Jostedal, elle est encadrée de parois hautes de 800 à 1000m, qui ont alimenté éboulis et cônes d'avalanches coalescents. Un lac de barrage occupe maintenant une grande partie de cette plaine (photo prise en 1971).



mais aussi ces modelés de corrosion torrentielle.

Malgré le caractère spectaculaire de beaucoup de ces entailles et de leurs modelés, leur place dans les profils longitudinaux et transversaux des vallées paraît le plus souvent subordonnée : il s'agit de retouches de formes glaciaires, et parfois de traces d'une collaboration de la glace et de l'eau, dans de courtes sections où l'ensemble du profil paraît dépendre d'une rapide incision fluviatile. Selon Gjessing (1978), l'Utladal entre Skogadalsbøen et Vettisgjeli serait en grande partie de ce type, avec un profil en V sur plus de 10 km de longueur. On remarquera en outre que les aménagements fluviatiles, en dehors de ceux qui résultent d'écoulements sous pression, ne caractérisent qu'une partie plus ou moins limitée du cours des vallées, étant donné que dans les secteurs surcreusés, l'eau se contente après la déglaciation d'ennoyer les dépressions fermées (lacs et fjords) ; les seuls effets que l'on y observe sont ceux d'un processus de remplissage souvent peu avancé, essentiellement par des matériaux fluvioglaciaires.

b. la part limitée du remblaiement dans l'aménagement des profils

La relative faiblesse des accumulations fluvioglaciaires et alluviales dans le domaine considéré tient à celle des couvertures meubles du fjell (cf. chapitre IV) et à celle des formations morainiques dans les vallées et les dépressions. Nous avons souligné en effet l'intervention d'une érosion glaciaire nette, et souvent puissante, dans ce domaine aux modelés rocheux, qui comprend de vastes secteurs de la zone faîtière (zone de divergence des écoulements et des flux glaciaires) et de la façade occidentale du bourrelet montagneux (descente accélérée des courants de glace vers la Mer de Norvège et la Mer du Nord ; Rudberg, 1970). Cette situation s'est sans doute accentuée au fil des glaciations, ce qui explique le caractère quasi-généralisé de l'intervention directe des glaciers sur le lit rocheux. Les matériaux que les eaux ont pu entraîner à la base des glaciers puis pendant la déglaciation et depuis sont donc essentiellement des matériaux frais que les glaces avaient détachés du lit rocheux par abrasion, plucking et quarrying, et transportés sur une distance plus ou moins importante.

Les accumulations les plus importantes sont celles qui ont

été édifiées au front des grands glaciers de vallées du Sogn lors des poussées du Pré-Boréal, sous la forme de deltas de silt, de sables et de galets; les plus élevés se trouvent à des altitudes de 120 à 130 m, correspondant au niveau marin du moment (chapitre III). Il n'en reste généralement que des lambeaux plus ou moins épais à la tête des fjords, ou à celle des grands lacs qui en sont séparés par des verrous récemment exondés (par exemple, à Øvre Årdal, ph. 88). Mais ils s'organisent parfois en véritables terrasses emboîtées qui empâtent le débouché de certaines auges glaciaires (par exemple, à Sogndal : pl.6

Dans le Fortunsdal, et surtout dans le Laerdal, des ombilics longs de plusieurs km ont été complètement remblayés ; leur fond plat est maintenant parcouru par des torrents aux chenaux anastomosés - sauf rectification artificielle - circulant entre des terrasses représentant les vestiges des premiers deltas. Ces cas sont relativement rares : la plus grande partie des matériaux déposés sur les verrous gradins en bordure ou à la tête des fjords ont été remobilisés lors de l'incision corrélative du relèvement glacio-isostatique . Ainsi se sont édifiés de nouveaux deltas, par exemple au débouché du Jostedal sur le Gaupnefjord, où la progression se poursuit grâce aux matériaux fins provenant des glaciers émissaires du Jostedalsbre, ou au débouché de l'Åroyelv sur le Barsnesfjord : pl.6). Ailleurs, ces matériaux ont été entraînés dans les profondeurs des fjords, où ont été reconnus d'épais dépôts apportés par les courants de turbidité (H. Holdedahl, 1967 , 1975). De tels remplissages existent également à l'amont de ces vallées, spécialement autour du Jostedalsbre, où la plupart des ombilics les moins profonds sont remblayés, formant des plaines fluvio-glaciaires aux profils fortement inclinés (par exemple, dans l'Austerdal, ph. 131). Le plus important de ces remplissages est celui du Leirdal - Tunsbergdal, entre le Jostedal et le Veitastronddal (ph. 152) ; il est vrai que le torrent issu de la puissante langue glaciaire du Tunsbergdalsbre continue à lui apporter des matériaux. A l'inverse, le très long ombilic complexe de Veitastrond , et celui du Dalavatn dans le Sogndalsdal voisin, n'ont que de modestes deltas dont la progression est ralentie par le piègeage des matériaux dans les petits ombilics de l'amont (à la différence du précédent qui se trouve immédiatement en aval de la langue glaciaire). La faiblesse des dépôts dans le lac de Nigard (ph. 69) est à relier au caractère très peu chargé du glacier

et surtout au caractère très récent (une quinzaine d'années) de l'évacuation de l'ombilic par la glace.

La sédimentation reste également active autour des montagnes du Jotunheim, grâce aux glaciers dont les eaux de fonte emportent une importante charge en suspension (Liestøl, 1967). Le piégeage est relativement faible le long du Leirdal et du Visdal, dépourvus d'ombilics importants; ainsi, les silts, sables et galets atteignent la partie aval du Bøverdal, où des ombilics complètement remblayés (à Galdesand, en aval du confluent du Visdal et en amont du verrou micaschisteux et quartzitique de Flå, pl. 7) sont en bonne partie inondés chaque printemps. A l'aval, le delta de Lom progresse rapidement en scindant presque complètement l'Ottavatn en deux parties. Les deltas de la Mjølkedøla et du Storåi, à la tête des lacs Bygdin et Gjende progressent beaucoup moins, du fait du piégeage de la plus grande partie des matériaux fluvio-glaciaires, d'ailleurs peu abondants, dans les lacs situés à l'amont (Mjølkedalsvatn, Langvatn - Hellertjern : pl. 8) En dehors de ces montagnes, l'essentiel des dépôts s'est formé lors de la déglaciation finale, que ce soit dans l'Ottadal en amont de Lom, où ils contribuent avec la moraine de fond à régulariser le fond plat ou légèrement concave de l'auge, ou sur les flancs de l'ombilic schisteux de Vang ; ainsi, le gradin de confluence du Skakadal est occupé jusqu'à 650 m d'altitude par les vestiges de deltas emboîtés qui se sont constitués en liaison avec le niveau des eaux bloquées à l'aval par les restes de l'inlandsis, à la fin du Pré-Boréal (cf. supra, chapitre III, ph. 90). Il est vrai que ces deux cas se situent déjà dans la région où les phénomènes d'empâtement des vallées sont plus importants. Ailleurs, de tels dépôts restent toujours peu abondants, à l'exception des grands deltas constitués à la tête des fjords lors d'épisodes pourtant brefs de stationnement du front. Leur intervention dans la morphologie des vallées, dans les profils, est assez discrète bien qu'elle aboutisse parfois à une certaine régularisation du profil longitudinal (Jostedal). Leur contact avec les flancs rocheux et plus ou moins raides des vallées est d'ailleurs souvent adouci par les formations de pente qui modifient fréquemment les formes et les profils transversaux légués par les glaciers.

C. Des versants fortement marqués par l'évolution subaérienne

Sur les versants comme sur le fond des entailles, les modelés rocheux sont en majeure partie ceux qui ont été légués par les glaciers voici 9000 à 14 000 ans. Sur les versants modérément inclinés, où la migration des débris est nulle ou très lente, cette situation implique, comme sur les parties raclées du fjell, une particulière faiblesse de la couverture morainique et de la désagrégation post-glaciaire. Les facteurs de cette relative immunité sont ceux que nous avons mentionnés dans l'étude des surfaces rocheuses du fjell, bien que la gamme des milieux auxquels ont appartenu les formes de dissection depuis la déglaciation soit légèrement différente ; en dehors des hauts de versants des cirques et vallées entaillés dans les reliefs élevés, l'appartenance à des étages moins élevés explique l'intervention encore plus discrète des phénomènes périglaciaires, tandis qu'elle n'entraîne pas de différence notable dans l'importance des phénomènes d'altération superficielle : cf. supra, chapitre III, et R. Dahl, 1967). Les modelés glaciaires sont également intacts dans certaines parois fortement inclinées correspondant à des roches très massives. Il s'agit dans certains cas de ressauts métriques ou décamétriques formés par des bancs épais et particulièrement diaclasés qui portent simplement des marques d'abrasion par la glace ou par les eaux sous-glaciaires ("P. forms") ; l'exceptionnelle conservation de ces modelés caractérisant surtout des quartzites (Tyadal), des micaschistes (Fortunsdal) ou des gneiss (verrou de Veitastrond - Hafslo, avec tout au plus une légère mise en relief des porphyroblastes de perthite) est liée au phénomène de polissage et à la forte pente de ces ressauts, qui s'opposent tous deux à la pénétration de l'eau. Dans de rares cas, ce sont des parois entières qui conservent des modelés hérités de la dernière glaciation; il s'agit généralement de dômes ou d'éperons dont les parois lisses à diaclases courbes révèlent la correspondance avec des roches à l'exceptionnelle tenue mécanique (quelques dômes de norites individualisées sur les bordures du plateau oriental de Flakstadøy, quelques parois de migmatites de la façade ouest de Moskenesøy : ph. 128).

Cependant, les modelés rocheux des versants ne résultent pas seulement du raclage glaciaire. L'évacuation subaérienne des dépôts ou des débris formés sur place, par la gravité seule ou assistée par

divers processus de pente ont également pu participer à leur formation, au cours de la déglaciation, au cours des phases d'englacement local, ou en l'absence totale de glaciers. La question se pose donc de la participation de ces processus, au même titre que celle des glaciers, à l'évidement, et à l'élaboration des versants ou des grands abrupts.

2. Des versants raclés mis à nu après la déglaciation

D'une façon générale, la répartition des formes de dissection aux modelés rocheux correspond, nous l'avons vu, à celle des secteurs d'érosion nette, où les dépôts morainiques et fluvioglaciaires sont absents ou peu abondants. Mais la nudité partielle ou complète de certains versants peut résulter également de *l'enlèvement post-glaciaire d'une couverture morainique* dont nous avons pu vérifier l'existence jusque sur des pentes de 20 à 25°.

A l'intérieur des parties du Sogn-Jotun où les modelés de raclage sont prédominants (zone faîtière et versant ouest), et dans la région des Lofoten - Vesterâlen, de telles couvertures héritées de la dernière glaciation sont toujours limitées en extension et en épaisseur. Il s'agit en fait de paquets discontinus présents sur les replats ou sur les parties peu inclinées des versants irréguliers, plus rarement de manteaux tapissant la base de versants concaves de quelques vallées d'altitude (par exemple le Fardal, au sud des pics de Skagastøl, pl.). Quelques placages représentent des vestiges effondrés de moraines latérales sur les flancs de quelques vallées-cirques des Lofoten - Vesterâlen (lobe d'Eggum, sur Vestvâgøy). En outre, la large répartition des blocs erratiques montre que la glace, si peu chargée ait-elle été, a laissé un peu partout des matériaux en se retirant , sauf sur les pentes trop fortes (plus de 30° à 35°). Le délavage des matériaux fins des dépôts les moins abondants et les moins continus a pu s'effectuer très rapidement après la déglaciation, comme on l'observe sur les lits rocheux libérés depuis quelques années (Nigardsbre, ph. 130). Mais la mise à nu encore incomplète des versants qui ont été plus largement couverts implique plutôt des phénomènes de ruissellement ou des mouvements de masse qui laissent des marques plus visibles dans les paysages. Des premiers, nous n'avons à vrai dire guère trouvé de traces, ni sous la forme d'entailles dans des manteaux encore en place, ni sous

la forme de cônes de déjection que l'on pourrait attribuer à la mobilisation de tels matériaux plutôt qu'à l'attaque de la roche en place ; de tels phénomènes ont dû se produire surtout peu après la déglaciation, et ils restent peu identifiables du fait même de la rareté des matériaux remaniés. L'intervention des seconds peut être attestée dans la mesure où ils ont fonctionné très récemment et où les autres processus n'en ont pas effacé les fragiles traces.

Les plus spectaculaires de ces processus sont les mouvements de masse rapides, catastrophiques - glissements de terrain, coulées boueuses -, dont les cicatrices dans le matériel morainique et son couvert végétal sont visibles pendant des années. Nous avons eu la chance d'assister à un tel événement, en le déclenchant involontairement, dans le versant sud-est du Storehaugfjell, la lourde échine anorthositique aux flancs rugueux qui s'allonge du NE au SW dans la péninsule de Kaupanger (1173 m, pl. 6). Au-dessus du replat de l'aéroport de Sogndal (500 m), ce versant incliné en moyenne à 15-18° est coupé de multiples replats irréguliers et de ressauts correspondant aux bancs massifs d'anorthosites à grenats hachés par de multiples plans de cisaillement faiblement inclinés. Les replats et les sections peu inclinées larges de quelques mètres à quelques dizaines de mètres sont garnis de moraine de fond ; à ses éléments anguleux d'origine locale, emballés dans une matrice sablo-limoneuse, se mêlent les blocs tombés des corniches susjacentes. Au-dessus de 800 m d'altitude, l'appartenance du versant à l'étage bas-alpin se traduit par la disparition de la forêt de pins sylvestres et d'épicéas qui, plus bas, colonise et fixe ces matériaux meubles ; seule une couverture herbacée discontinue les couvre, et elle disparaît à l'emplacement des taches de neige qui persistent jusqu'en juillet, ainsi que sur les rives des mares temporaires qui se forment dans certains creux (ph. 61). Les taches de neige persistent de préférence au pied des ressauts et des corniches anorthositiques, sur les flancs des vallons de fracture peu profonds qui entaillent le versant. C'est au-dessous d'une de ces taches de neige, vers 970 m d'altitude, que nous avons entrepris, au cours d'une ascension au Storehaugfjell (le 12 juillet 1971) de traverser une sorte de couloir large de 20 à 30 m, long de 50 à 60 m, faiblement incliné (10°) et tapissé de moraine à vif, apparemment stable. Quittant le rebord rocheux du couloir, nous

nous sommes immédiatement enfoncés de 20 à 30 cm dans ce matériel qui s'est instantanément transformé en une boue liquide à la manière des "sables mouvants" et d'autres matériaux aux propriétés thixotropiques. N'ayant eu que le temps de regagner la rive rocheuse, nous avons alors assisté à l'impressionnante mise en mouvement de tout le pan de versant, à une vitesse de l'ordre de 20 à 30 cm par seconde ; le phénomène a duré 30 à 40 secondes, pendant lesquelles nous avons vu la partie amont du couloir se dégager littéralement de sa couverture, sur plusieurs mètres de longueur. A cette phase a succédé la brutale émergence, au milieu du couloir, 20 à 30 m en aval de la tache de neige, d'un véritable torrent, tandis que le mouvement en masse s'est arrêté, sans doute sous l'effet d'un brusque franchissement du seuil de liquidité dans le sens négatif. En quelques minutes, nous avons vu ce torrent inciser le paquet de moraine sur plusieurs m de profondeur, entraîner le matériel fin, les cailloux et même des blocs de 20 à 30 cm de longeur, ceux-ci étant immédiatement redéposés sous la forme de levées latérales qui se sont édifiées au début même de la phase "torrentielle". Le débit a pu atteindre plusieurs centaines de litres par seconde au début, et nous pensons que ce sont au total plusieurs centaines de m3 de matériaux qui ont été mobilisés, sur une dizaine de mètres de longueur dans l'ensemble du couloir, sur une distance beaucoup plus grande le long du torrent (avec des fines et une quantité négligeable de cailloux ou de petits blocs entrainés au-delà du replat rocheux qui limite ce couloir). La "source" brutalement apparue s'est tarie au bout de quelques minutes, ne laissant dès lors s'écouler qu'un mince filet d'eau.

Ce phénomène n'a pas été d'une ampleur très considérable, mais nous pensons qu'il peut se répéter fréquemment, dès que sont réunies de bonnes conditions d'alimentation en eau - la proximité de taches de neige fondant lentement tout au long de l'été est à cet égard idéale, mais il faut également compter avec les périodes de fonte des neiges plus brutales du début de l'été, et aussi avec les périodes de forte pluviosité - et de bonnes conditions de rétention de l'eau, liées aussi bien à la configuration du lit rocheux (présence de replats à l'aval) qu'à une granulométrie comportant une fraction limoneuse importante (nous ne disposons malheureusement pas des données quantitatives dans le cas présent). Il peut ainsi contribuer à un véritable "déshabillage"

des parties hautes des versants modérément inclinés dont certaines parties ont pu piéger des paquets de moraine. Dans certains cas, c'est l'ensemble de versant, sur toute sa hauteur, qui est affecté par de tels phénomènes, et les matériaux ainsi entraînés s'accumulent au pied, avant d'être éventuellement emportés par les cours d'eau. C'est ce que nous avons observé entre 1100 et 600 m d'altitude, sur le versant est du Fardal, l'auge suspendue affluente de l'Utladal qui débouche au-dessus d'Øvre Årdal (pl.7). A quelques centaines de m en amont des chalets d'Åresete, le manteau morainique qui tapisse le versant jusqu'à mi-hauteur, sous des corniches sommitales de roches basiques, nous est apparu en août 1972 déchiré sur une largeur de plusieurs dizaines de m au sommet , de 150 m à la base, au point de laisser affleurer la roche en place, ailleurs enfouie sous 2 à 5 m de matériaux hétérométriques (ph. 153). Parti de la base de la corniche au moment de la fonte des neiges, le glissement a emporté la forêt de bouleaux qui tapissait cette partie du versant entièrement comprise dans l'étage sub-alpin, ainsi que les pylones d'une ligne à haute-tension, bien que ceux-ci aient été ancrés dans la roche en place (nous en avons retrouvé les restes tordus sur le front de la langue de blocs et de boue au modelé chaotique qui s'est avancée jusque dans l'axe de la vallée). Comme dans le cas précédent, le phénomène s'est accompagné de la formation de torrents temporaires qui ont creusé jusqu'à la roche en place celle-ci conservant néanmoins des modelés d'abrasion glaciaire intacts (ph. 153, partie droite). Il se traduit au total par un décapa ge du haut de versant, tandis que la base est encore couverte, pour l'essentiel. Les traces en sont relativement éphémères, dans la mesure où quelques années plus tard, les levées et les entailles torrentielles se sont estompées, et où la végétation a reconquis les matériaux redéposés. Ainsi s'explique la relative rareté des cicatrices fraîches de ce type dans les paysages. Mais la participation à la dénudation du lit rocheux, irréfutable dans les deux cas décrits ici, est sans doute importante si l'on tient compte du cumul de telles actions depuis la déglaciation (d'autant plus que de tels phénomènes peuvent très bien se reproduire sur les mêmes sites, dans la mesure où le décapage n'a pas été complet). On connaît d'ailleurs des évènements catastrophiques de ce type ayant affecté des régions entières au cours des temps his-

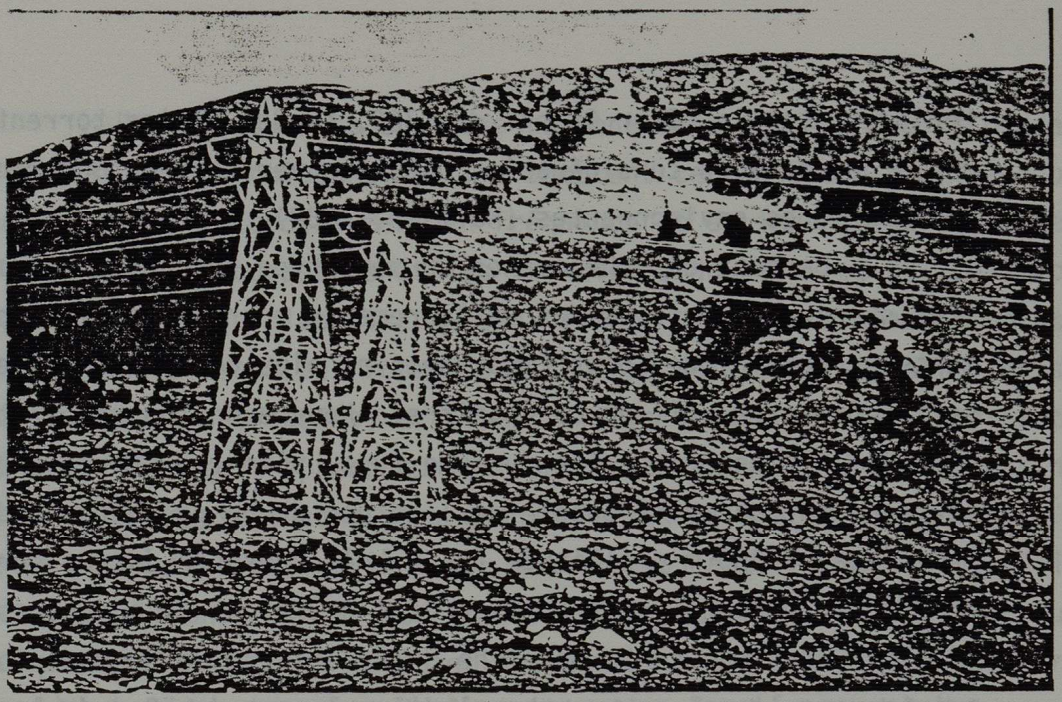


Photo 153 : Grande coulée boueuse dans le flanc est du Fardal près d'Årsete (nord d'Ardal).

Partie de la corniche à plus de 1000m d'altitude, la coulée affecte le revêtement de moraine de fond. Elle s'est étalée sur le fond de l'auge, à 660m. Elle a dénudé la haut du versant et entraîné la forêt, ainsi que les pylônes électriques (ceux qui apparaissent ici ont été reconstruits peu après). Printemps 1972.

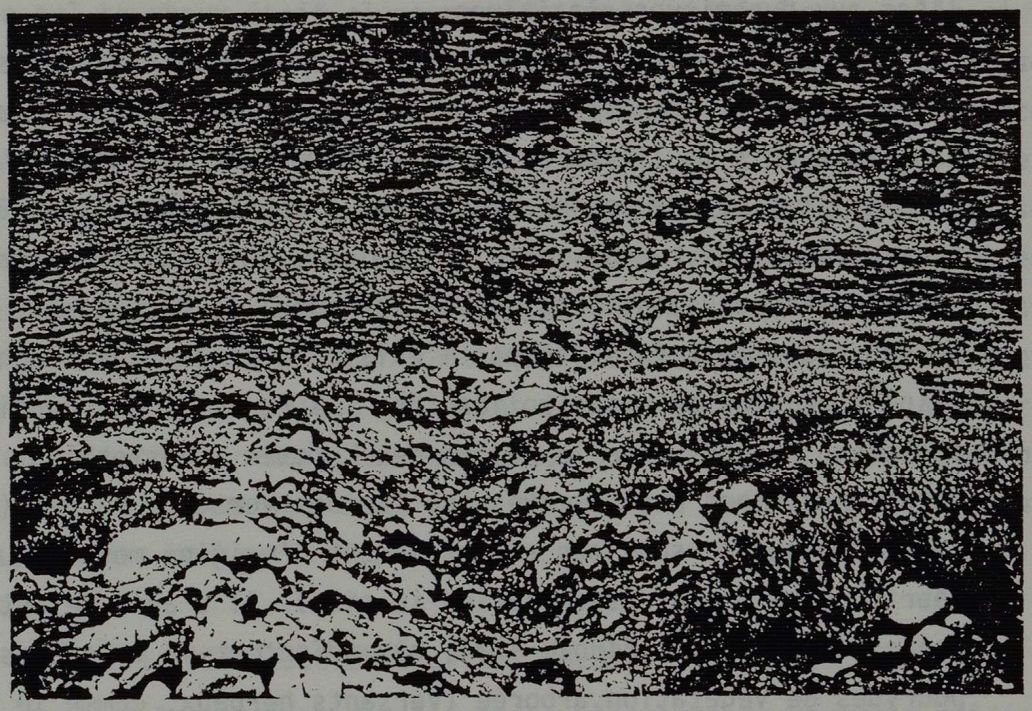


Photo 154 : Niche d'arrachement dans la moraine de fond revêtant la base du Heggjeberg (lac Tesse, Jotunheim oriental).

La roche en place apparaît au fond de la niche. Au premier plan : levée de blocs bordant le chenal torrentiel qui s'est formé instantanément lors du déclanchement de la coulée.

toriques, tel le "Stor Ofsen" de 1789, où des pluies torrentielles ont causé des ravages considérables dans les versants du Gudbrandsdal et des montagnes environnantes (Holmsen, 1982).

Ce sont des phénomènes du même type qui rendent compte de l'existence de certains des affleurements rocheux pointant parmi les manteaux morainiques plus importants et plus continus de l'est du Jotunheim (cf. infra, III de ce chapitre). Nous avons pu en effet observer en août 1974 une cicatrice du même type, bien que beaucoup plus modeste, dans la concavité basale de l'abrupt du He ggjeberg au-dessus du lac Tesse, à 880 m d'altitude (pl. 7). Présente jusque sur des pentes de 30°, la moraine y est épaisse de 1 à 3 m, et elle nous est apparue déchirée dans une sorte de niche d'arrachement de 30 m de longueur, suivie vers l'aval par un chenal d'écoulement de 50 m de long (ph. 154); celui-ci se termine par un petit cône de déjection édifié sur un replat morainique dominant le lac d'une quinzaine de m. Les mêmes processus sont probablement responsables des débuts de dénudation visibles surtout dans les hauts de versants à l'intérieur des vallées évasées de l'est du Jotunheim (haut Sjodal) ; mais leurs effets sur la répartition des domaines nu et couvert paraissent mineurs en regard des différences liées aux dynamiques glaciaires.

La plupart des phénomènes de glissement rapide responsables du décapage de la couverture morainique ont été observés dans l'étage bas-alpin ou à la limite supérieure du domaine sub-alpin. Leur déclenchement implique de bonnes conditions d'imbibition, liées à la nivation, à de périodes de rapide fonte des neiges, et aussi à de fortes précipitations intervenant lors de ces périodes; le décollement par rapport au substratum est facilité par l'existence de surfaces rocheuses inclinées et plus ou moins polies (ph. 153 et 154). Ces conditions sont également réunies dans la région des Lofoten - Vesterâlen, mais de tels phénomènes n'ont été observés que sur des versants raides (33-40°) où les matériaux ne sont pas exclusivement d'origine morainique (éboulis, débris issus de la désagrégation in situ). Il s'agit de petits glissements "en planche" (Birot, 1981) qui affectent là aussi des pentes dépourvues de végétation arborée (versants herbeux, comme le versant NW du Hornsheia, sur Vestvâgøy, où deux arrachements se sont produits en 1976). Ils ont été mis en relation, sur Andøy, avec des pluies particulièrement intenses et prolongés (Strömquist, 1976).

Des glissements en masse se sont sans doute produits pendant toute la période holocène, et ils comptent certainement parmi les phénomènes dont l'accroissement en fréquence et en importance a été mentionné dans les cadastres et les chroniques du XVIIe et XVIIIe siècles, lors du Petit Age glaciaire (Grove, 1972). Mais les traces incontestables - spécialement les formes construites de bas de versant - en sont pour la plupart effacées, et il est difficile de préciser leur part dans le bilan qui représente la répartition actuelle des versants nus. La difficulté est encore plus grande lorsqu'il s'agit de cerner la part de la dénudation qui revient aux mouvements lents reptation et gélifluxion. Nous avons observé des traces indiscutables de solifluxion sur des paquets de moraine revêtant des pentes de 10 à 15° et plus, par exemple dans les versants de la partie élargie du Sogndalsdal, sur le revers du crêt quartzitique du Reppanipa, au-dessus de Liarstøl, entre 450 et 800 m d'altitude (pl. 6). Les traces de mouvements (terrassettes, déchirures et bourrelets décimétriques dans la couverture herbeuse, bourrelets herbeux en avant de gros blocs erratiques) nous y sont apparues d'autant plus fraîches que nos investigations sur ce secteur ont eu lieu au moment de la fonte des neiges (fin mai 1971) - le sol tourbeux était alors complètement imbibé d'eau, celle-ci formant de multiples flaques en arrière des bourrelets et des terrassettes, ou dans les sentiers frayés par les moutons. Mais si ces traces sont visibles dans les niveaux superficiels, nous n'avons pu nulle part les mettre en relation avec des processus affectant toute l'épaisseur des paquets morainiques au point de dénuder le lit rocheux. Plus encore que dans les cas précédents, nous considérons là qu'il s'agit de simples retouches qui, s'inscrivant dans une couverture discontinue et peu épaisse, ne modifient guère les formes léguées par les glaciers. Il en va tout autrement des phénomènes qui affectent la roche en place en participant non seulement à la dénudation, mais aussi à l'évolution des versants rocheux.

2. Des versants marqués par la décohésion liée au creusement

Le façonnement par l'érosion glaciaire de versants raides, de parois rocheuses et abruptes de hauteurs variées multiplie les déséquilibres des contraintes internes auxquelles les masses rocheuses étaient soumises, d'où des ruptures brutales, différant du lent

grignotage de l'action météorique "(Birot, 1981, p. 29). A ces déséquilibres induits par un creusement et un raidissement des versants relativement rapides s'ajoutent ceux qui correspondent à la fusion de la chape de glace qui a recouvert l'immense majorité des reliefs. Nous avons vu la participation directe des processus de décohésion liés à la décompression dans le creusement et le façonnement des versants, particulièrement dans les roches les plus massives, celles où les encaissements sont souvent les plus grands, et où les possibilités de création et d'entretien des très fortes déclivités sont les meilleures. Dans ces conditions, la préservation des parois nues, telles que les ont laissées les glaciers, est possible et assez fréquemment réalisée, d'autant plus que les périodes écoulées depuis la déglaciation sont brèves à l'échelle géologique. Mais si la décohésion apparaît particulièrement importante à la base des versants, expliquant ainsi leur raidissement, nous en avons également remarqué les effets dans les parties supérieures, d'autant plus que celles-ci sont souvent encore plus pentues (profils concaves ; cf. aussi Birot, 1981, P. 43) ; ce fait apparaît lié à des phénomènes de traction, d'appel au vide qui, en l'absence de déséquilibre vis-à-vis des contraintes lithostatiques, peuvent être renforcées par l'existence de fortes contraintes compressives latérales (Hast, 1969). Il se traduit par l'ouverture de diaclases courbes, et par celle de discontinuités pré-existantes, celles-ci préparent l'individualisation de masses plus ou moins épaisses, et leur départ dès que les contraintes de cisaillement induites par la pente dépassent la force de frottement le long de ces discontinuités. Ainsi s'expliquent des éboulements brutaux ("bergskred") qui, répondant aux conditions créées par l'érosion glaciaire et attestant l'importance de celle-ci dans la genèse des formes de creusement, contribuent activement au façonnement de certains versants.

Ces phénomènes ont été très importants au moment de la déglaciation, grâce aux déséquilibres induits par la fonte de la glace ; les déséquilibres ont d'ailleurs pu être renforcés par l'intervention d'agents de météorisation particulièrement efficaces à ce moment sur les autres versants (cf. infra, p.1008). Un des plus beaux exemples est celui du grand éboulement des Storurtindene, dans la paroi est de l'auge de Ramberg - Skjelfjord, sur Flakstadøy (pl. 1). Le versant ouest de l'arête centrale de Flakstadøy est façonné ici dans l'encais-

sant paragneissique des mangérites qui arment le massif. Ces gneiss inégalement divisés forment dans le versant concave de l'auge des corniches, des surplombs et de lourds ressauts rocheux dont l'aspect contraste avec celui des parois plus lisses façonnés au sud dans les mangérites débarrassées de leur encaissant (fig. 144). L'ensemble est éventré, sous les chicots ruiniformes des Storurtindene (773 et 783 m) par un énorme amphithéâtre dont la paroi arrière échancre la crête sommitale (ph. 80). L'une des parois latérales de cet entonnoir large de 300 m recoupe verticalement une masse de 150 à 200 m d'épaisseur qui apparaît littéralement plaquée sur le versant ; celle-ci est limitée vers le bas par une lourde corniche dominant la concavité basale.
Le fond de l'entaille, incliné à 35 - 40°, est constitué par des dalles lisses de mangérite, qui ont sans doute servi de plan de glissement à tout un pan de ce volume. En effet, à l'entonnoir fait suite une véritable langue de blocs longue de plus de 1000 m, qui s'élargit à la base des pentes inclinées à 30-40° avant de se rétrécir, de s'amincir et de s'arrêter à 400 m de la concavité basale, du milieu de l'isthme tourbeux du Skjelfjord (Peulvast, 1981). Cette masse, qui atteint 40 à 50 m d'épaisseur sous les gros bourrelets occupant la base du versant, est constituée de blocs de gneiss et de mangérite (ceux-ci étant issus de la paroi arrière de la cicatrice) dépourvus de matrice fine. Leurs dimensions varient de quelques dm à 30 m de longueur. Cette structure, et l'aspect de la limite sud de la langue, qui suggèrent une mise en place instantanée contre un front glaciaire convexe (cf. supra, chapitre III, p. 526, et ph. 80) nous incitent à considérer l'ensemble du dispositif comme le résultat d'un vaste éboulement dont nous estimons le volume à 9 . 10 m3. Contemporain d'un épisode précoce de la déglaciation, il est d'un type analogue à celui qui a été décrit en Ecosse par Whalley (1976) et les mécanismes de mise en place sont probablement les mêmes.

Il ne s'agit pas d'un cas isolé. Une autre masse d'énormes blocs éboulés occupe une partie du fond de l'auge de Napp-Vareid, sous la paroi mangéritique du Digertind (507m). Celle qui s'étale en éventail sur le strandflat d'Eggum au pied de la paroi subverticale de mangérites de l'Eggums - Aksla (500 m) a probablement la même origine, bien que le front de cette accumulation chaotique dessine un bourre-

let qui peut également évoquer la progression d'un glacier rocheux (fig. 154); sa partie arrière est recouverte par un cône d'éboulis issu des parois d'un large entonnoir qui, s'ouvrant au-dessus des ressauts bombés à diaclases courbes de la base du versant peut représenter la cicatrice de décollement de la masse de rochers. A proximité, la paroi verticale qui domine le village d'Eggum semble devoir connaître un jour la même évolution, un panneau de 50 m d'épaisseur étant individualisé par une grande fissure de décollement partiellement ouverte, en avant d'un versant dont la base présente des ressauts bombés à diaclases courbes (fig. 154). Dans ces deux cas, l'altération superficielle des blocs, leur couverture de lichens, le développement de fourrés dans les creux où des matériaux plus fins ont pu se concentrer, sont tout à fait semblables à ceux que nous avons remarqués dans l'accumulation tardiglaciaire ancienne du Skjelfjord ; ce fait, auquel nous ajouterons le caractère en grande partie fixé des éboulis qui se sont formés ultérieurement nous incite à considérer également ces éboulements comme d'âge Tardiglaciaire, tout au moins à titre hypothètique. Nous proposons sur les mêmes bases incertaines un âge équivalent pour l'éboulement qui a échancré la paroi ouest du cirque occidental du Lamlitind, dans le nord-ouest de Hadseløy (pl. 3), à partir d'une corniche de paragneiss rubanés surmontant les migmatites éventrées par le cirque ; mais l'existence de deux moraines frontales en avant de ce cirque, et l'absence de remaniement de type glacier noir suggèrent que l'éboulement est ici postérieur à la fin des glaciations de montagne (fin du Dryas très ancien ou du Dryas ancien).

La relative rareté des formations analogues dans les régions du Sogn-Jotun peut être liée à une excellente tenue mécanique des roches constituant les flancs des grandes auges ou les grands abrupts, mais aussi à l'existence de grands ombilics sous les eaux desquels les matériaux éboulés ont pu disparaître. Les cicatrices les plus anciennes, où l'altération superficielle et les lichens donnent à la roche le même aspect que dans les autres parties des versants sont alors plus difficiles à identifier parmi les multiples échancrures des hauts de versants. Un des seuls que nous ayons identifiés est l'éboulement d'une partie de la corniche septentrionale du Bergsfjell, sur 800 m de longueur, au-dessus de l'ombilic de Vang (pl. 8). Les formations éboulées du

front de la nappe du Jotun se sont arrêtées en arrière d'un léger ressaut dans le versant de micaschistes; seule une partie des débris a dévalé tout le flanc sud de l'ombilic jusqu'au lac (et ce peut être après l'éboulement proprement dit). La cicatrice verticale laissée dans les roches acides mylonitisées de la nappe continue actuellement à fournir des débris.

Quelques éboulements récents ont provoqué des catastrophes meurtrières(vallée de Loen, 1905, 1936). Mais ces phénomènes sont généralement isolés, parmi des versants qui n'ont fourni que peu de débris ou qui ont surtout évolué sous l'effet des avalanches et de l'éboulisation (cicatrices fraîches dans les corniches de quartzites couronnant les versants du Sogndalsdal ou du Bøverdal : fig. 141 A et B , dans les corniches du Molden où le pendage à 20° vers le Lustrafjord facilite le glissement de pans entiers : fig. 140). Mais certains d'entre eux affectent des parois au pied desquelles des cônes plus ou moins volumineux attestent l'intervention antérieure des phénomènes de décohésion : c'est le cas de l'éboulement qui s'est produit au printemps de 1972 dans la paroi nord d'un des amphithéâtres entaillés dans le haut de la paroi ouest du Nærøyfjord (près de Nærøy (ph. 155). Il est vrai que la très inégale macrofissuration des anorthosites concernées, qui permet aussi bien le développement de corniches massives que celui de ressauts aux modelés ruiniformes, se prête aussi bien à une évolution par grands éboulements qu'à une éboulisation plus progressive. Les phénomènes de météorisation, entraînant des chutes de blocs isolées, l'ouverture de diaclases sous l'effet du gel ou d'un début d'altération, et d'une façon plus générale, une certaine perte de cohésion des matériaux des parois raides, surtout au moment du dégel printanier, peuvent d'ailleurs préparer des éboulements. C'est sans doute une des raisons pour lesquelles ceux-ci ont été plus fréquents et plus catastrophiques lors du Petit Age glaciaire (Grove, 1972). Et l'on peut penser, pour les mêmes raisons, qu'ils ont été plus importants encore pendant la courte période accompagnant ou suivant immédiatement la déglaciation (Pré-Boréal) ; mais les traces n'en sont généralement pas idendifiables.

Quelle que soit leur importance dans le recul brutal de pans de versants entiers - sur des largeurs et des hauteurs de plusieurs



Photo 155 : Eboulement dans la paroi ouest du Nærøyfjord près de Nærøy (printemps 1972).
Anorthosites - Le couloir n'a que partiellement canalisé la masse éboulée vers le cône principal



Photo 156 : Le versant est du Vetlefjorddal (nord de Balestrand).

Paroi gneissique haute de 1400m, balafrée de grands couloirs d'avalanches dont l'un est issu d'une vaste niche analogue aux "rasskars".

centaines de mètres parfois, sur des épaisseurs de quelques dizaines de mètres, avec des réductions notables de la hauteur de certaines crêtes de recoupement et de leurs pentes : Storurtindene, Hadseløy - et dans la préparation des phases ultérieures d'évolution des vallées, ces phénomènes restent cependant assez isolés. Le plus souvent, les parois - surtout leurs parties supérieures - ont évolué ou évoluent de façon moins brutale, essentiellement grâce à l'intervention des agents météoriques ; cette moindre brutalité ne signifie pas cependant une moindre importance.

3. Les versants marqués par la désagrégation supra et périglaciaire

En dehors des éboulements, les parois raides ne sont généralement pas épargnées par la décohésion et la désagrégation postérieures à la fin de l'englacement général, quelle que soit leur situation. Des conditions froides plus ou moins rigoureuses ont en effet régné, ou règnent encore sur les versants et leurs parties hautes ; partout, la gélifraction peut donc ajouter ses effets à ceux de la décohésion par décompression ou appel au vide pour préparer le départ des débris et l'attaque des parois (chapitre III). Nous avons d'ailleurs eu l'occasion de souligner son intervention active, en collaboration avec l'érosion glaciaire, dans le façonnement des parois de cirques (II, A de ce chapitre). Mais ses effets, et ceux des processus susceptibles de faciliter l'évacuation des débris (gravité seule, avalanches, ruissellement, etc) sont loin d'être aussi marqués partout ; la morphologie des parois façonnées par l'inlandsis, l'inégale massivité des roches, la variété des ambiances climatiques depuis la déglaciation entraînent une opposition marquée entre des parois où l'intervention de ces phénomènes reste modeste ou localisée, comme le montre la répartition des dépôts de pente, et d'autres où l'importance des formations de pente autant que les modelés des parties hautes attestent une large contribution à la morphogenèse.

a. des versants à corniche avec dépôts de pente maigres ou discontinus.

Si l'on excepte les secteurs où des glaciers locaux ont redistribué à plus ou moins grande distance les débris tombés des parois depuis la disparition de l'inlandsis, la faiblesse ou la discontinuité des dépôts de pente impliquent une attaque des parois limitée à des zones de faiblesse qui ne doivent pas forcément leur mise en creux à la seule évolution post-weichselienne. Cette situation caractérise dans tous les cas des parois développées dans des roches modérément et inégalement divisées, où l'attaque progresse essentiellement le long de zones de fractures plus ou moins espacées.

A cette catégorie appartient une partie des *parois de hauteur modeste* qui limitent les plateaux et les massifs les moins élevés *de la région des Lofoten - Vesterålen*. Ainsi, dans le rebord des petits massifs mangéritiques du sud de Vestvågøy sur le Vestfjord, sur le Finstadpollen, le Buksnesfjord et le Nappstrøm , ce sont des hauts de parois inclinés à 50-60° et plus qui recoupent brutalement les lambeaux de plateaux sommitaux, entre 300 et 400 m ; des clochetons aux blocs à demi délogés y alternent avec des couloirs où sont visibles des marques de macrogélifraction et de détachement de blocs (pl. 11 et ph. 15). Mais aucune cicatrice fraîche n'a été identifiée sur les rochers couverts de lichens et très altérés. Les entailles fraîches sont limitées à la pelouse et au régolite sommitaux, et elles sont en grande partie l'oeuvre du vent et des moutons (fig. 122). Les cônes d'éboulis situés au pied de ces cheminées peu profondes sont d'ailleurs complètement colonisés par la végétation ; peu abondants et rarement coalescents, ils sont généralement de hauteur inférieure au tiers de ces versants dont la base rocheuse est inclinée à 35-40° (fig. 157). Nous avons remarqué des modelés analogues dans le haut du versant N du Storbreitind, (lobe de Mortsund, 378 à 506 m) qui forme aussi la paroi arrière des trois cirques coalescents de Sennesvik (pl. 2). L'absence quasi totale d'éboulis postérieurs aux épisodes de glaciation locale et à l'édification des moraines frontales nous incite à considérer que la désagrégation mécanique des crêtes a surtout fonctionné au Tardiglaciaire ancien, et qu'elle est restée négligeable depuis ; il en est probablement de même pour les versants précédemment évoqués.

Les versants rocheux à corniches qui constituent les retombées des petits massifs migmatitiques de l'ouest de Langøy sont également

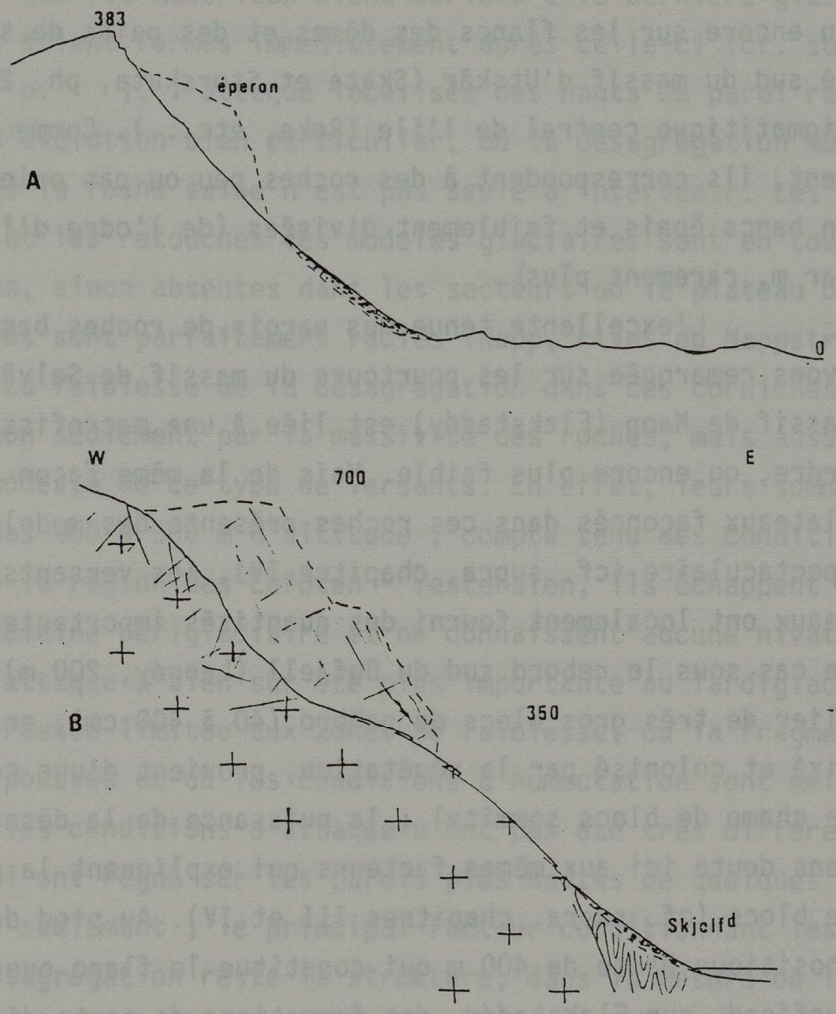


Figure 157 : Types de parois faiblement marquées par l'évolution subaérienne dans les mangérites des Lofoten. Profils schématiques.

A - le versant ouest de l'Apnesfjell (lobe de Stamsund, Vestvågøy). Eboulis maigre et inactuel à la base d'un rentrant entre deux éperons marqués par la gélifraction.

B - le cirque du Mosestind (Flakstadøy) ; le verrou-gradin bombé correspond à des mangérites très massives ; l'éboulis n'a été alimenté que par le détachement des quelques dalles courbes, et par l'arrivée de débris provenant des masses supérieures plus diaclasées et exploitées par le gel (la majorité reste piégée dans les tabliers du cirque suspendu). Pentes exagérées ; tireté : éperon situé au sud du cirque.

de ce type , comme on peut le voir autour du massif de l'Åsantind, ou encore sur les flancs des dômes et des pains de sucre de l'extrémité sud du massif d'Utskâr (Skata et Storskata, ph. 20) et du massif migmatitique central de l'île (Reka, etc...). Comme dans le cas précédent, ils correspondent à des roches peu ou pas orientées, divisées en bancs épais et faiblement divisées (de l'odre d'1 à 3 diaclases par m, rarement plus).

L'excellente tenue des parois de roches basiques, que nous avons remarquée sur les pourtours du massif de Selvâg (Langøy) et du massif de Napp (Flakstadøy) est liée à une macrofissuration du même ordre, ou encore plus faible. Mais de la même façon qu'une partie des plateaux façonnés dans ces roches présente des modelés de désagrégation spectaculaire (cf. supra, chapitre IV), les versants limitant ces plateaux ont localement fourni des quantités importantes de débris. C'est le cas sous le rebord sud du Bufjell (Langøy, 200 m), où un court tablier de très gros blocs de gabbro (40 à 400 cm), en très grande partie fixé et colonisé par la végétation, provient d'une corniche recoupant le champ de blocs sommital ; la puissance de la désagrégation tient sans doute ici aux mêmes facteurs qui expliquent la présence du champ de blocs (cf. supra, chapitres III et IV). Au pied de la muraille anorthositique haute de 400 m qui constitue le flanc ouest du sillon du Nusfjord, sur Flakstadøy, des formations de pente discontinues correspondent également à une forte désagrégation sous le rebord du plateau sommital ; elles sont disposées en cônes individuels, sous des pentes abruptes (60 à 70°) où alternent dômes et cheminées ou couloirs de fractures. Il s'agit d'une part d'éboulis à très gros blocs anguleux, dûs à l'effondrement de pans de roche cohérente ; les blocs y sont instables, et des marques fraîches montrent que des chutes isolées se produisent toujours. D'autre part, de petits éboulis colonisés par la végétation sont disposés en cônes ou en tabliers au pied de corniches surmontées de masses désagrégées ; leurs matériaux sont principalement des graviers et des sables emballant des blocs épars, parfois anguleux, le plus souvent arrondis et provenant du régolite sommital. La coexistence de blocs anguleux et de boules montre que la désagrégation ne s'est pas faite au sein de ces éboulis et que ceux-ci apparemment inactuels, sont constitués de matériaux déjà altérés, venus du rebord du

plateau ; que ces matériaux aient survécu à la dernière glaciation où qu'ils se soient formés immédiatement après celle-ci (cf. supra, chapitre IV, p.), l'attaque localisée des hauts de paroi reflète donc un type d'évolution bien particulier, où la désagrégation mécanique directe de la roche saine n'est pas seule à intervenir. Les formations de pente et les retouches des modelés glaciaires sont en tout cas bien plus rares, sinon absentes dans les secteurs où le plateau basique et ses rebords sont parfaitement raclés (Napp, rives du Nappstrøm).

La faiblesse de la désagrégation dans ces corniches peut s'expliquer non seulement par la massivité des roches, mais aussi par la hauteur modeste de ce type de versants. En effet, leurs sommets ne dépassent pas 400 à 500 m d'altitude ; compte tenu des conditions climatiques de la région des Lofoten - Vesterâlen, ils échappent actuellement au domaine périglaciaire et ne connaissent aucune nivation importante. L'attaque a bien sûr été plus importante au Tardiglaciaire, mais elle est restée limitée aux zones de faiblesse, où la fragmentation est plus poussée et où les conditions d'humectation sont meilleures. En fait, les conditions d'attaque n'ont pas été très différentes de celles qui ont régné sur les parois plus hautes de quelques centaines de mètres seulement ; le principal facteur conditionnant les différences de désagrégation reste la structure, dans la mesure où les versants de roches plus fissiles caractérisés par des configurations et des altitudes voisines présentent à proximité de ces versants les marques d'une attaque plus poussée.

D'ailleurs, nombreuses sont les *grandes parois*, dans la région des Lofoten - Vesterâlen et dans celle du Sogn - Jotun, qui n'ont également subi qu'une attaque subaérienne faible ou localisée. C'est généralement dans ces parois que se trouvent les grandes dalles lisses ou les ressauts massifs restés intacts depuis la déglaciation; nous avons vu leur correspondance systématique avec les roches les moins divisées. Cependant, même ces volumes ont pu subir une certaine attaque, comme le montre la présence de maigres éboulis à leur pied. Les débris qui les composent peuvent être de deux origines, comme nous avons pu le vérifier dans les immenses parois bombées à diaclases courbes du massif mangéritique central de Flakstadøy. Bien que le modelé à diaclases courbes ne soit pas toujours limité aux parties basses et moyennes de ces versants, les parties hautes sont souvent plus rugueuses ;

des modelés de délogement y montrent l'exploitation par le gel de réseaux de diaclases apparemment plus serrés que ceux des parties basses (ph. 125 et fig. 157). Que la raison de cette différence réside dans les dispositifs structuraux initiaux ou dans des conditions différentes de décohésion et de désagrégation (en particulier une exposition plus prolongée à une gélifraction plus intense, avec une humectation plus prolongée dans les vires et les cheminées que dans les parois lisses de la base), le résultat en est une fourniture de débris limitée . La part de l'évolution postérieure à la déglaciation dans le façonnement de ces crêtes ruiniformes reste donc modeste. Il est vrai que certains sommets de ce type, sur Flakstadøy, sur Moskenesøy, Vestvågøy et Langøy ont pu constituer des nunataks. La seconde source de débris réside dans les parois à diaclases courbes elles-mêmes, généralement limitées aux parties basses et moyennes des versants. Des blocs volumineux (jusqu'à 15 m de côté) tombent des surplombs qui recoupent les dalles courbes superposées. Peu abondants, ils ne constituent que de maigres tabliers pentus et chaotiques à la base de ces parois hautes de 400 à 1000 m, par exemple, sur Flakstadøy, au pied du Blektind (fig. 144),sous les ressauts bombés du flanc ouest du Skjelfjord (fig. 157), ou encore au pied des parois à diaclases courbes de Moskenesøy, de Langøy ou d'Austvågøy (éperon ouest du Festvågtind : ph. 139). Bien que l'altération superficielle des blocs et la colonisation des interstices par la végétation (mousses, fougères) montre que la chute de la plupart de ces débris est ancienne, le processus se poursuit actuellement, et probablement avec une certaine participation de la gélivation . Il existe en effet des circulations d'eau le long des diaclases courbes les plus superficielles, comme nous avons pu le vérifier à de nombreuses reprises lors des chutes de pluie. Des suintements sous les surplombs, matérialisés par de longues zébrures noires de lichens se poursuivent après ces pluies ou au cours de la fonte des neiges ; de la glace peut donc se former le long de certaines diaclases courbes communiquant avec la surface par les autres discontinuités de la roche, lors des périodes d'engel. Les contraintes ainsi créées peuvent contribuer à ouvrir les diaclases et à préparer les chutes de blocs depuis les surplombs, au moment du dégel. Ainsi s'explique la chute de blocs que nous avons observé dans la partie supérieure de la paroi sud du cirque

du Storvatn (Flakstadøy), dans l'après-midi du 8 juin 1975 ; l'impact sur la vire séparant la paroi bombée supérieure des ressauts inférieurs (fig. 125) a d'ailleurs entrainé le déclenchement d'une véritable avalanche de blocs et de neige qui a terminé sa course 400 m plus bas dans les eaux du Storvatn.

Les grandes parois à diaclases courbes façonnées dans les ensembles les plus massifs du Sogn - Jotun se comportant de la même façon. Ainsi, les flancs des auges entaillées dans les gneiss de l'ouest, dans les anorthosites du massif du Sogn et dans les micaschistes calédoniens n'ont fourni que de courts éboulis aux blocs parfois énormes. Quelques passées très peu diaclasées des gneiss à pyroxènes du Jotunheim donnent également de tels versants. De même qu'aux Lofoten - Vesterålen, l'essentiel des éboulis semble être fixé, et les cicatrices fraîches sont rares, aussi bien dans les corniches (ph. 69) que dans la forêt ou le tapis herbacé qui couvrent les basses pentes (par exemple, dans le versant est du Vetlefjorddal, au nord de Balestrand, ph. 156). Il s'agit d'ailleurs de petites cicatrices d'éboulement où l'appel au vide intervient autant que la gélifraction (par exemple dans les corniches métasédimentaires qui couronnent les versants du bas Sogndalsdal et du bas Bøverdal : fig.141). La gélifraction est de toutes façons pratiquement inactive au-dessous de l'étage bas alpin. Bien que nos observations soient trop peu systématiques pour nous permettre de juger de la dynamique actuelle des versants, il apparaît que les chutes de blocs sont plus fréquentes sur les versants anorthositiques du Sognefjord, jusqu'à basse altitude, grâce à l'existence de passées très fracturées et de fortes pentes défavorables à l'installation d'une végétation forestière susceptible de fixer les blocs (par exemple, sur la pointe de Revsnes, où la route de Lærdal est d'ailleurs rendue dangereuse par ces chutes qui se produisent surtout le long de couloirs peu profonds : ph.61). Elles nous sont apparues aussi plus importantes dans les versants des hautes vallées du Jostedalsbre, où elles contribuent, beaucoup moins que les couloirs d'avalanches cependant, à alimenter les moraines latérales des glaciers de vallée (par exemple dans le Nigardsdal : ph. 69, ou dans l'Austerdal, dont la paroi SW présente de multiples cicatrices fraîches). L'appartenance de ces hauts de paroi à l'étage périglaciaire facilite ce phénomène, de même que dans quelques murailles dominant les cirques et les auges du Jotunheim (par exemple,

dans les parois du massif du, du Galdhøpiggen : ph. 38). Mais le bilan global de l'action de ces processus depuis la déglaciation, mesurable par le volume des formations de pente en dehors des secteurs récemment englacés, reste très faible.

Cependant, le pied des grandes parois lisses disparaît localement sous des dépôts plus importants ; il s'agit des cônes qui s'étalent plus ou moins au pied de *cheminées ou de couloirs d'avalanches* généralement assez espacés pour que ces dépôts restent discontinus. Beaucoup de ces couloirs sont étroits, rectilignes, et correspondent simplement à des zones de fractures verticales ou obliques le long desquelles les roches plus intensément fragmentées sont aisément détachées par la gélifraction ; elles sont entraînées par leur poids (chutes de blocs isolées), par la neige, poudreuse ou mouillée (avalanches) ou encore par la neige et l'eau, au moment de la fonte des neiges (Rapp, 1960 ; Markgren, 1964 ; Luckman, 1977 ; Washburn, 1979). Ces agents sont également responsables du ramonage périodique des débris qui s'accumulent au fond de ces couloirs très pentus (pente généralement égale ou supérieure à 35°). A cette catégorie de couloirs au profil en V, qui présentent simplement un élargissement en entonnoir entre les clochetons se détachant des crêtes, appartiennent pratiquement toutes les entailles qui divisent les grandes parois à diaclases courbes des Lofoten - Vesterâlen, ainsi que les rebords abrupts de plateaux ou de massifs moins élevés (par exemple, le flanc est du Skjelfjord, sur Flakstadøy : ph. 157 ; les couloirs de l'Olstind, sur Moskenesøy : ph. 124 ; ou encore les parois plus modestes qui encadrent le Finstadpollen, dans le sud de Vestvågøy : pl. 11). Ce modelé est commun dans les parois des cirques façonnés dans les roches les plus massives de l'archipel (par exemple, dans le cirque nord du Ristind, sur Vestvågøy, pl. 2). Généralement, la disposition des matériaux anguleux en cônes au profil longitudinal légèrement concave, avec des pentes passant de 35° à 25 ou 20° vers l'aval, la présence de langues de blocs en openwork bavant sur la surface des cônes, et parfois celle de chenaux et de levées prolongeant les couloirs les plus long et les plus fortement incisés (par exemple, à l'extrémité nord de la crête migmatitique du Volandstind, sur Flakstadøy : ph. 158) attestent le mode de foncnement assez complexe de ces formes. Y alternent des chutes d'éboulis,

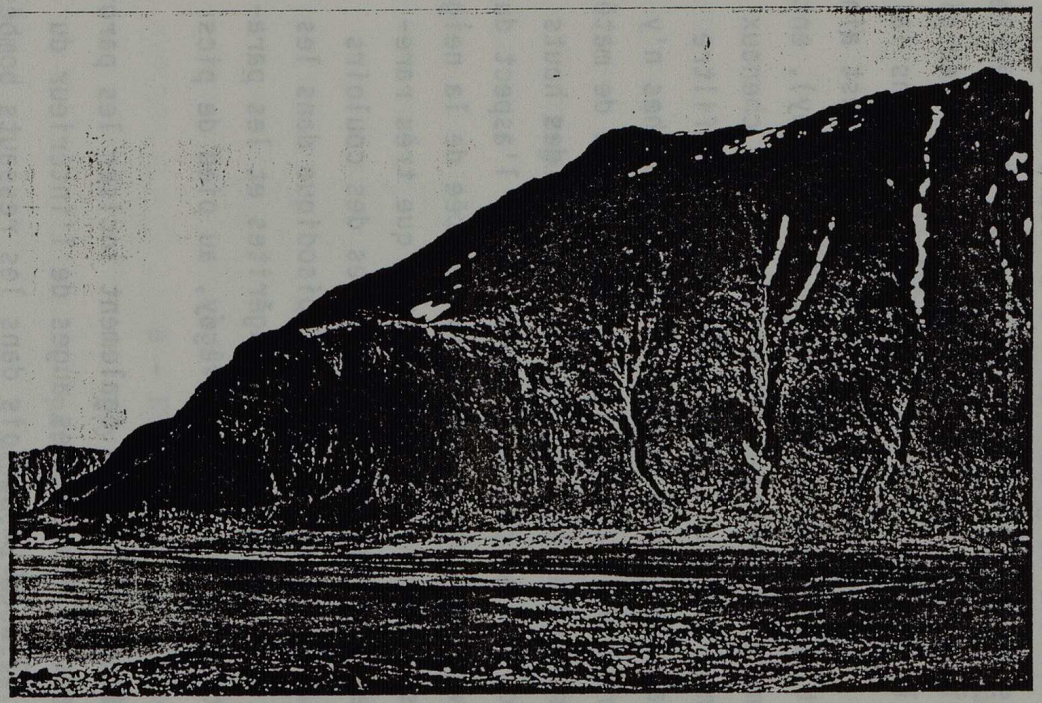


Photo 157 : La paroi ouest de l'auge de Ramberg-Skjelfjord (Flakstadøy). Migmatites et paragneiss.

A gauche: surplomb, à la base duquel des formes de sapement marin n'ont pas pu être identifiées avec certitude;
A droite: couloirs et cônes mixtes d'avalanches et écoulements torrentiels.

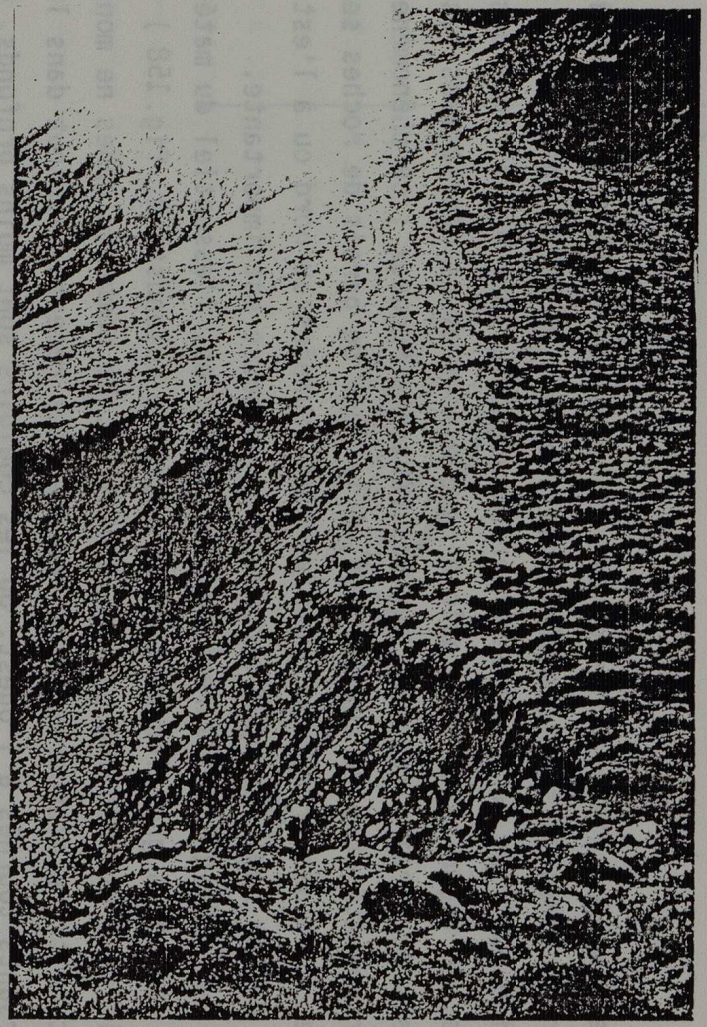


Photo 158 (ci-contre): Cône mixte à la base du Volandstind (Flakstadøy)
Cône de gélifracts à structure litée, à matrice terreuse, entaillée au sommet par le prolongement d'un couloir d'avalanches et d'écoulements torrentiels temporaires; plus bas: chenal encadré de levées récentes (fonctionnement instantané, lors d'un épisode de dégel).

des passages d'avalanches et des épisodes torrentiels. Sur certains cônes riches en fines,de véritables coulées de blocs, de boue et de neige mouillée se produisent périodiquement, lors de la fonte des neiges, de façon assez semblable à ce que nous avons décrit dans les paquets de moraine reposant sur les versants rugueux ; ce phénomène a surtout été observé aux Lofoten, à la base de parois de roches sensibles à la désagrégation granulaire et tournées au nord ou à l'est, et au bas de couloirs où l'accumulation neigeuse est importante.

Malgré ces marques parfois fraîches, l'essentiel du matériel de ces cônes grossièrement lités (cône du Volandstind, fig.158) apparait fixé et colonisé par la végétation. De nombreux cônes ne montrent aucune trace d'apports ou de remaniements récents, surtout dans les versants tournés à l'ouest, où les couloirs sont moins profonds, bien que plus nombreux (cette multiplication tenant à la plus grande continuité des grands versants, elle-même liée à la rareté des cirques exposés à l'ouest). Les accumulations neigeuses sont d'ailleurs moins importantes dans ces versants que dans les autres, et cette dissymétrie, du même ordre que celle qui conditionne la répartition des cirques glaciaires est analogue à celle que Markgren (1964) a remarquée dans la distribution des "versants rainurés" des montagnes lapones. C'est ainsi que les couloirs du versant ouest des Storurtindene (Flakstadøy), entre Ramberg et le grand éboulement apparaissent comme de simples chenaux d'écoulement torrentiel temporaire au bas desquels l'eau s'infiltre dans le matériel peu abondant des cônes aplatis ; les avalanches n'y jouent actuellement aucun rôle morphologique et la fourniture de matériel semble particulièrement ralentie, bien que l'altitude des hauts de couloirs atteigne près de 700 m (ph. 157 , représentant l'aspect du versant début juin 1975, avec une fusion déjà très avancée de la neige accumulée dans les couloirs). Nous n'avons d'ailleurs que très rarement remarqué des cicatrices fraîches dans les parties des couloirs que nous avons pu observer, si ce n'est de façon épisodique dans les parois de quelques cirques entaillés dans les mangérites et les paragneiss plus fortement fracturés du nord d'Austvågøy, au pied de pics dépassant 800 m (printemps 1979).

Des couloirs du même type peuvent également inciser les parois de roches massives des fjords et des grandes auges de l'intérieur du Sogn - Jotun. Entaillés de 10 à 100 m parfois dans les ressauts bombés

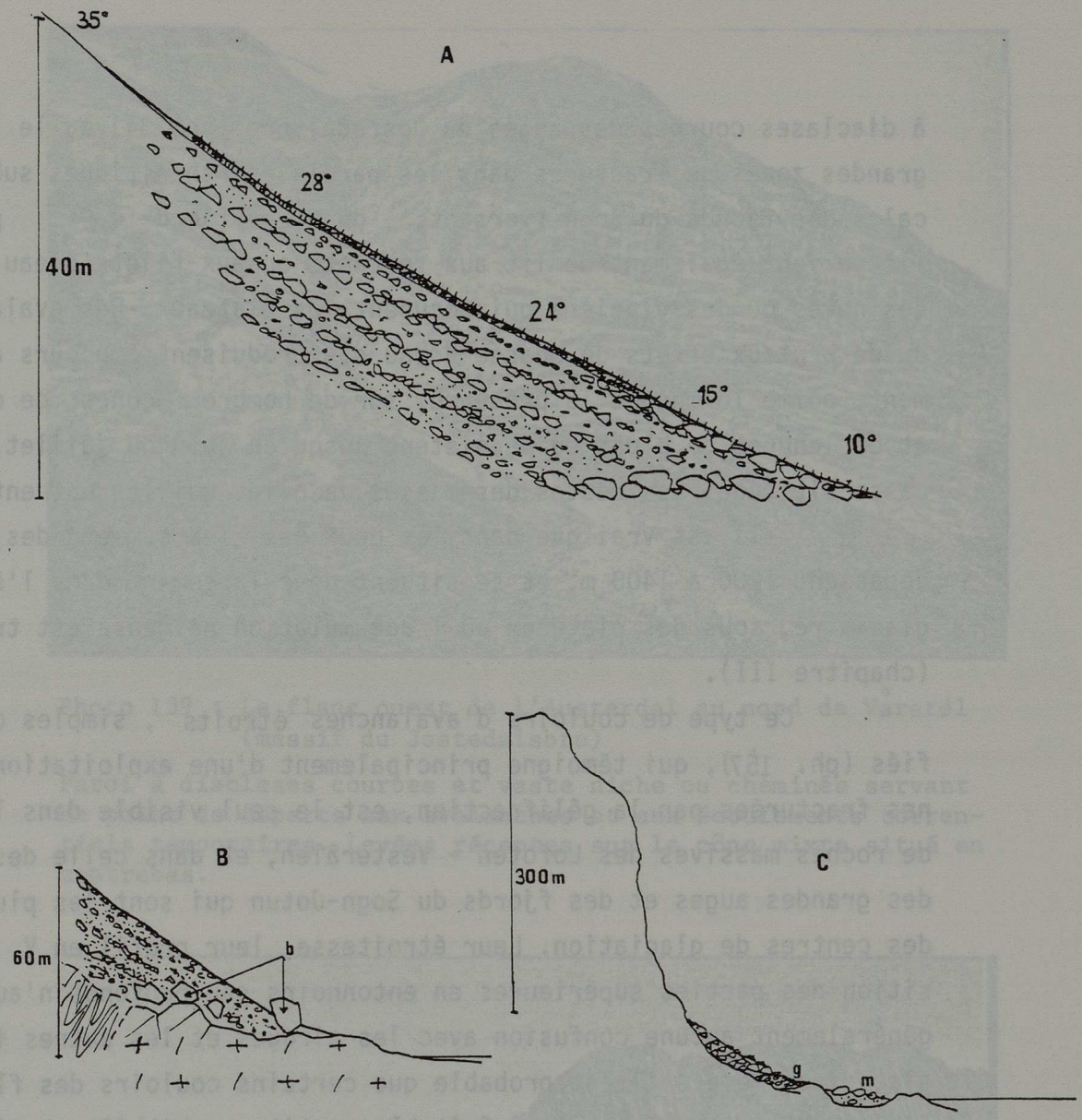


Figure 158 : Cônes d'éboulis et cônes mixtes à la base des abrupts côtiers des Lofoten.

A - Cône mixte (éboulis, avalanches et brefs écoulements boueux) à la base du Volandstind (Flakstadøy). Litage grossier (lits à matrice terreuse, lits à cailloux et blocs en openwork, d'1 m. d'épaisseur environ). Quelques gros blocs erratiques à la base. En cours d'incision au sommet. Voir aussi photo

B - Eboulis grossièrement lité au pied du Dalstind (SE de Vestvågøy) ; lits de gros blocs en openwork, presque à plat, de paragneiss. b : blocs de roche en place à demi délogés par l'impact d'éboulis.

C - Profil schématique de la face sud du Valbergstind (SE de Vestrågøy). Court éboulis de gneiss roses, alimenté par une paroi très rugueuse ; repose sur une plage soulevée à + 5-6m. g : galets ; m : moraines à blocs émoussés en surface.

à diaclases courbes des auges du Jostedalsbre (ph. 34) ou le long de grandes zones de fractures dans les parois anorthositiques subverticales des fjords du Sogn (versants du Nærøyfjord ph. 4), ils servent également de lit aux torrents ou aux filets d'eau venus des névés ou des glaciers qui occupent les plateaux. Des avalanches ou de brutaux effets de chasse d'eau s'y produisent toujours actuellement, comme le montre la présence, sur de nombreux cônes, de coulées et de langues de blocs où persistent jusqu'en juin ou juillet, à très basse altitude, les restes des masses de neige qui les ont entraînés.

Il est vrai que dans les deux cas, les sommets des parois dépassent 1200 à 1400 m, et se situent donc largement dans l'étage périglaciaire, sous des plateaux où l'accumulation neigeuse est très forte (chapitre III).

Ce type de couloirs d'avalanches étroits , simples ou ramifiés (ph. 157), qui témoigne principalement d'une exploitation des zones fracturées par la gélifraction, est le seul visible dans les parois de roches massives des Lofoten - Vesterâlen, et dans celle des parties des grandes auges et des fjords du Sogn-Jotun qui sont les plus proches des centres de glaciation. Leur étroitesse, leur profil en V, la disposition des parties supérieures en entonnoirs peu profonds n'autorisent généralement aucune confusion avec les cirques et les autres incisions glaciaires même s'il est probable que certains couloirs des flancs d'auges du Jostedalsbre, véritables petits amphithéâtres, aient servi de déversoir à la glace des plateaux et aient été également façonnés à certaines époques par les cascades plus ou moins puissantes venues de ces plateaux (par exemple, le système amphithéâtre - cône mixte d'avalanches et de déjections visibles dans le flanc W de l'Austerdal au nord de Vårstøl, ph. 159). Dans le Sogn - Jotun, leur aire de répartition exclusive est celle où leur fonctionnement n'est pas compatible avec des conditions nettement plus rigoureuses que les actuelles ou celles du Petit Age glaciaire (Jostedalsbre, Jotunheim et ses bordures immédiates, hauts plateaux au sud du Sognefjord, où les poussées froides du Pré-Boréal ont suffi à provoquer ou à maintenir un englacement complet). Dans les Lofoten - Vesterâlen, à l'inverse, il est certain que la majeure partie des couloirs ont fonctionné lors des phases de climat froid du Tardiglaciaire, y compris ceux qui entaillent les par-

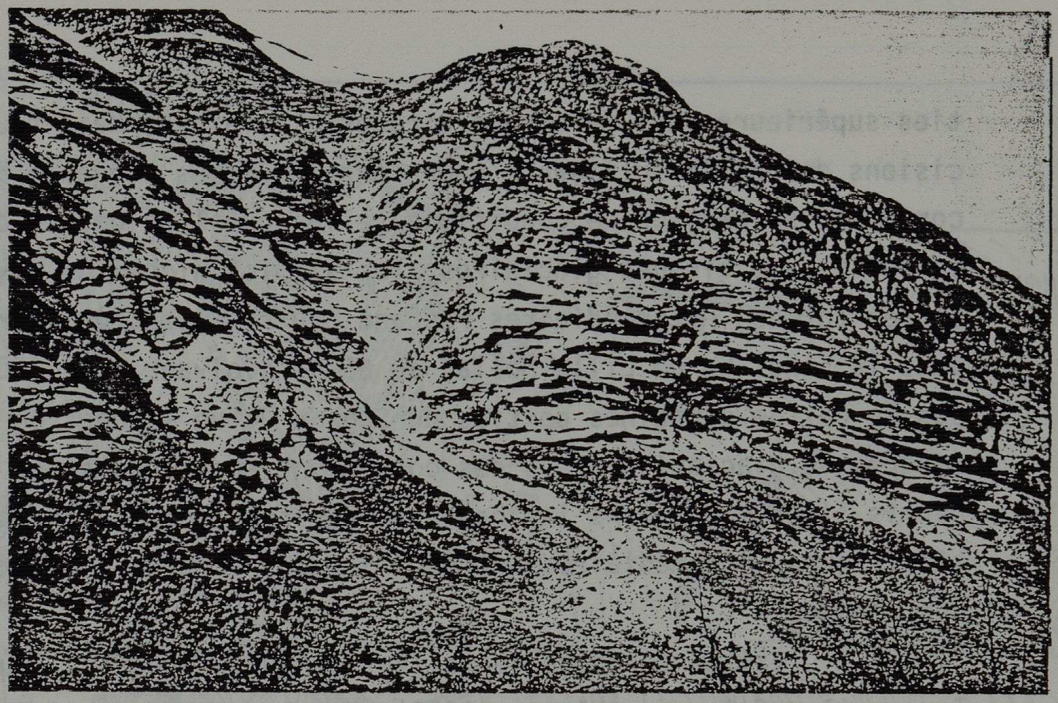


Photo 159 : Le flanc ouest de l'Austerdal au nord de Vårstøl (massif du Jostedalsbre)

Paroi à diaclases courbes et vaste niche ou cheminée servant de point de départs aux avalanches et aux écoulements torrentiels temporaires. Levées récentes sur le cône mixte situé en contrebas.

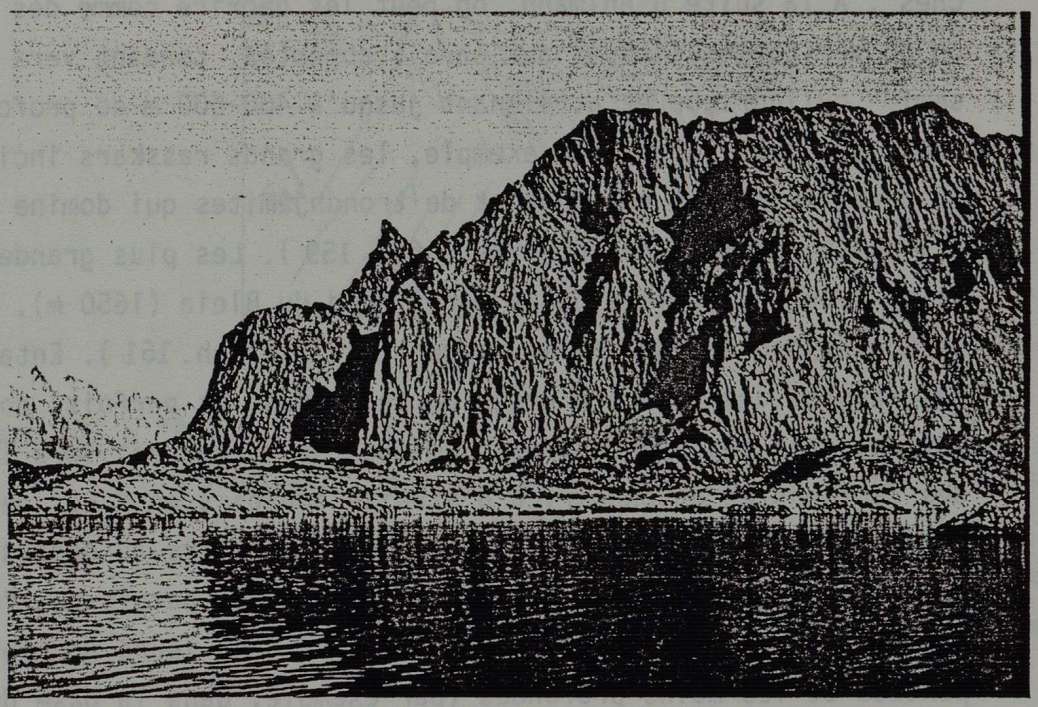
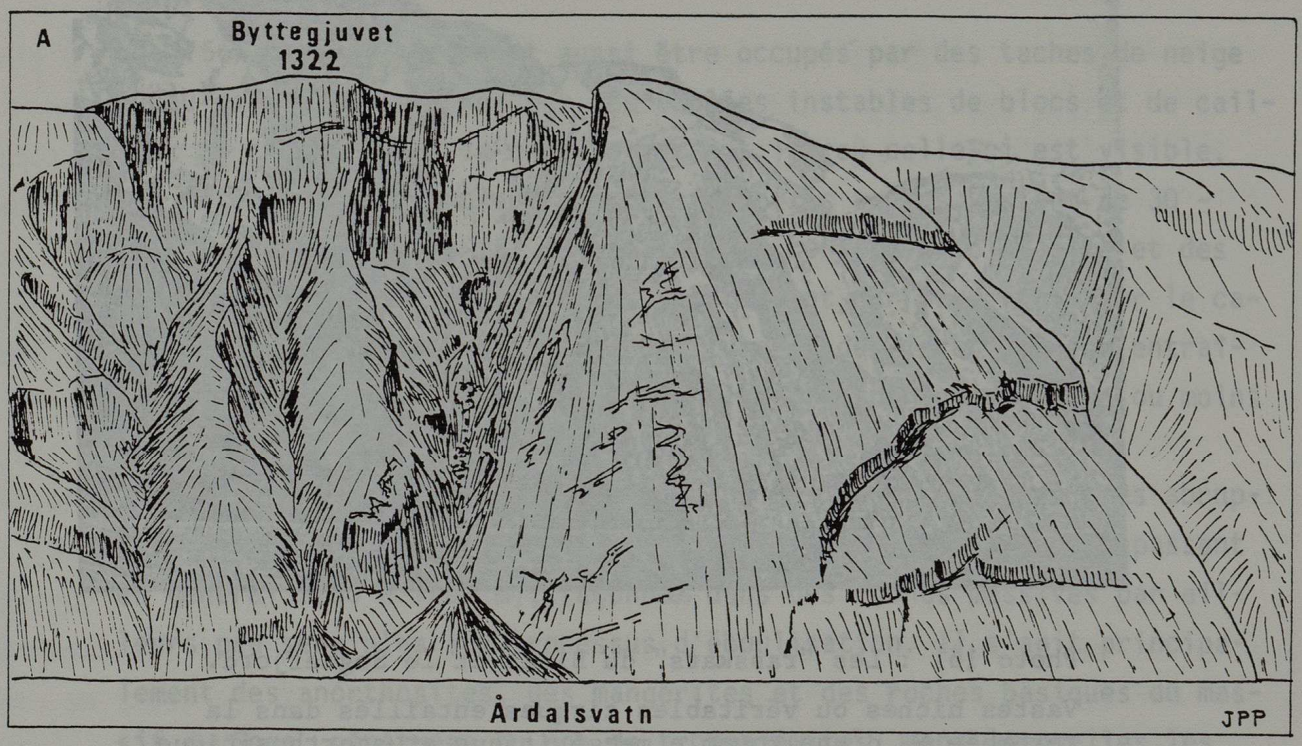


Photo 160 : La paroi SW et le strandflat de Lille Molla (sud d'Austvågøy)

Paroi mangéritique haute de 250 à 500 m, et coupée de cheminées de section semi-cylindrique au sommet, analogues aux "rasskars" du Sogn.

ties supérieures des parois de cirques glaciaires. Mais toutes les incisions de taille suffisante pour constituer des pièges à neige ont connu une succession de conditions telles qu'elles ont pu constituer de véritables cirques glaciaires, les simples niches de nivation et autres formes intermédiaires restant peu représentées (par exemple, dans la paroi SW de Lille Molla, au SE de Svolvaer : ph.160). Tel n'est pas le cas de certaines parties du Sogn - Jotun situées en dehors des centres de glaciation et où des conditions sans équivalent actuel ont permis l'incision, dans les hauts de versants, de cavités aux caractéristiques intermédiaires entre celles des simples couloirs et celles des cirques.

L'existence de ces entailles singulières a été soulignée pour la première fois par Ahlmann (1919), qui leur a conservé dans son texte anglais l'appellation norvégienne déjà utilisée par Wråk (1916) : *"rasskar"* (littéralement : couloir d'avalanches). Malgré ce sens très général, nous pensons comme cet auteur qu'il est bon de conserver ce terme qui, à la différence des simples couloirs, s'applique à des entailles constituant à la fois des "couloirs et des cirques d'avalanches". A la suite d'Ahlmann, on peut les décrire comme des cheminées ou de véritables cirques aux parois abruptes, tendant vers une forme semi - cylindrique et atteignant jusqu'à 400-600 m de profondeur, sur 100 à 500 m de large (par exemple, les grands rasskars incisés dans la paroi de roches basiques et de trondhjémites qui domine l'Årdalsvatn à l'ouest, sous le Byttegjuvet : fig. 159). Les plus grandes incisions de ce type sont celles de la paroi nord du Bleia (1650 m), qui dominent le Sognefjord en face de Kaupanger (pl. 6 et ph. 161). Entaillées dans les rebords des flancs d'auges ou de fjords, et parfois, pour les plus petits, dans des éperons, ces cheminées se raccordent vers la base, par des sections en entonnoir, à d'étroits couloirs en V qui perdent rapidement de leur profondeur au point de disparaître au-dessus du fond des vallées ou au niveau des fjords. Comme les parois des "cirques" supérieurs, ces couloirs peuvent être nus dans leurs parties les plus pentues et les moins profondes (par exemple, dans la base du flanc est du Vetledal, au nord de Balestrand, où l'on observe simplement dans la forêt une large saignée rectiligne entretenue par les avalanches et les cascades dévalant les ressauts gneissiques bombés et polis :



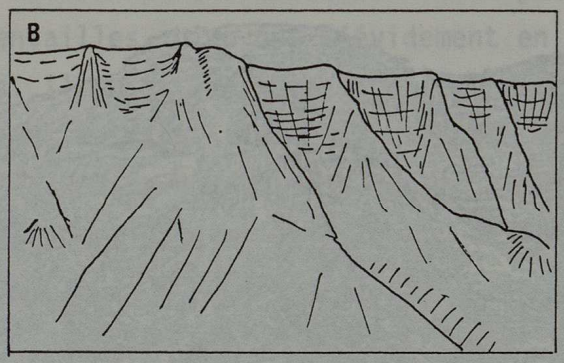


Figure 159 : "Rasskars" et glaciers de niche.

A -"Rasskars" dans les roches basiques à filons de trondhjémites du versant ouest de l'Årdalsvatn (+ 3m.) vu depuis la rive opposée au niveau de Geithus ; les couloirs sont occupés par des langues de blocs non fixées, et les cônes présentent des traces d'avalanches récentes.

A gauche : dôme, à dalles courbes atteignant 10 à 20 m. d'épaisseur.

B - Niches glaciaires du Spitsberg (terre de Bünsow), selon Groom (1959). Modelé développé en roches dures.

Noter l'incontestable analogie entre les deux types de formes.

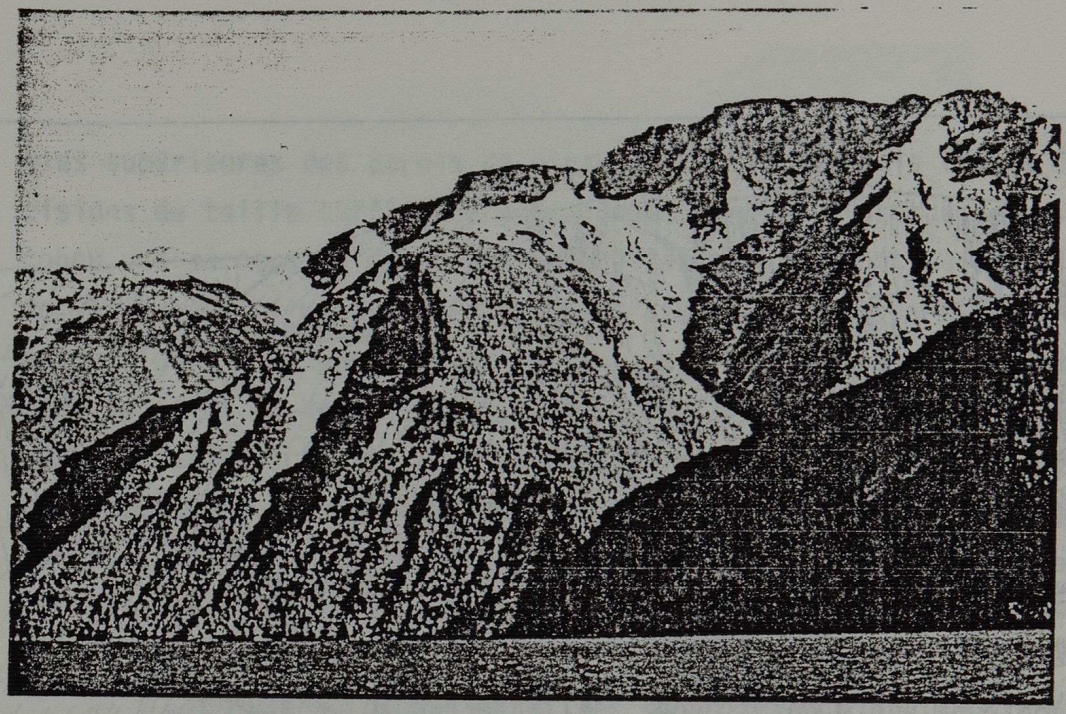


Photo 161 : Les "rasskars" du Bleia et le Sognefjord.

Vastes niches ou véritables cirques entaillés dans la retombée NW d'une coupole mangéritique et anorthositique haute de 1680m (le fond du fjord est - 930m). L'un d'eux entaille l'extrémité d'un éperon moins élevé (Mortenesholten).

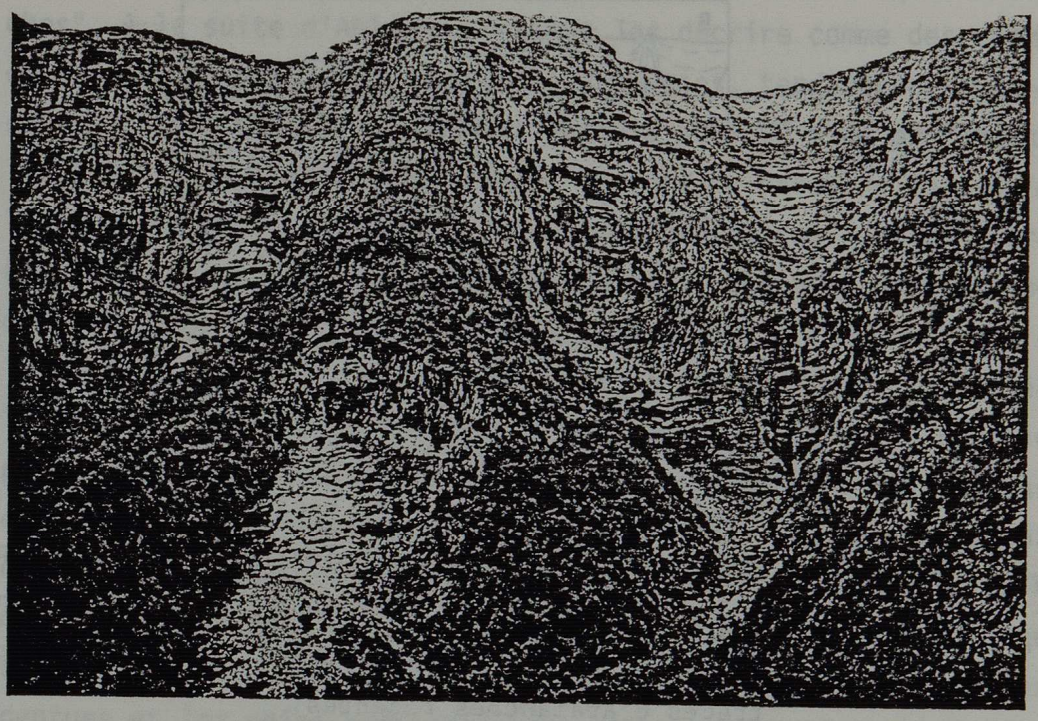


Photo 163 : "Rasskars" dans la paroi est du Fortunsdal au SE de Bjørk.

Ils entaillent les micaschistes à bancs de quartzites de la Formation de Fortun. Entre les deux cheminées principales, l'écroulement de surplombs et l'éboulisation préparent le façonnement d'une cheminée analogue à celle du Mortenesholten (ph. 161).

ph. 156), mais ils peuvent aussi être occupés par des taches de neige jusqu'en été, et surtout par des coulées instables de blocs et de cailloux en transit vers la base du versant. Là où celle-ci est visible, ces matériaux s'accumulent en cônes dont les pentes varient de 30 - 35° au sommet à 20 ou 25° à la base. Des coulées de blocaille et des systèmes de chenaux et de levées y attestent par leur fraîcheur le caractère toujours actuel de la fourniture de débris et de leur entraînement par des avalanches ou des écoulements torrentiels plus ou moins catastrophiques.

Ces entailles se trouvent dans des parois d'auges très abruptes (pentes supérieures à 50°) et élevées (avec des sommets dépassant en général 1200 à 1600 m), façonnées dans des roches massives par ailleurs peu sensibles aux processus d'éboulisation. Il s'agit principalement des anorthosites, des mangérites et des roches basiques du massif du Sogn, pénétrées ou non de trondhjémites, dans lesquelles les parois de fjords sont toujours fortement redressées, avec des rebords sommitaux très brutaux. Les zones de fractures plus ou moins espacées qui divisent ces roches ont sans doute servi de point de départ à l'évolution de ces entailles, bien que l'évidement en ait largement dépassé les limites. Il en est de même pour les rasskars entaillés dans des parois de gneiss massifs (flanc est du Vetledal, ph. 156), et surtout de micaschistes et de quartzites, particulièrement dans la paroi est du Fortunsdal, sous le Sognefjell, où il existe même des rasskars emboîtés (ph. 48 et 162). Les rasskars y sont cependant plus rares, d'autant plus que leur répartition n'est pas seulement conditionnée par l'existence de structures et de configurations favorables ; en effet, la position géographique et la hauteur des versants sont tout aussi déterminantes. Ahlmann (1919) avait déjà remarqué leur présence préférentielle sur les flancs de l'Aurlandsfjord et du Lustrafjord ; ils sont également très bien caractérisés dans le Nærøyfjord, le Sognefjord entre les pointes de Revsnes et de Vangsnes, et l'Årdalsfjord, c'est-à-dire dans la plus grande partie du Sogn intérieur, dès que la hauteur des parois dépasse 1200 m. Leur présence jusque dans le système du Fjærlandsfjord (Vetledal) et dans le Fortunsdal ne dément pas cette analyse. Seuls quelques rasskars isolés échappent à cette distribution, par exemple dans la paroi nord de l'ombilic de Vang, à l'est du Jotunheim.

Grâce à leur position à quelque distance des centres de glaciation, ces sites - tout au moins les hauts de paroi - ont tous connu une déglaciation assez précoce, dès la fin du Dryas récent (cf. supra, chapitre III,p.552) et ceci à un moment où des conditions climatiques encore rigoureuses plaçaient les parties supérieures des versants (entre 800 et 1600 m) dans l'étage périglaciaire et même partiellement au-dessus de la limite des neiges permanentes (de l'ordre de 1300 m dans le Sogn intérieur, 1700 m dans l'est du Jotunheim, lors du stade de Gaupne). D'ailleurs, les rasskars caractérisent plus volontiers les versants tournés au nord (Sognefjord), au nord-est, à l'est (Årdalsfjord, Naerøyfjord, Aurlandsfjord), voire au sud-est (Nærøyfjord), c'est-à-dire ceux où une insolation plus ou moins médiocre et surtout une importante suraccumulation neigeuse ont pu favoriser la formation de névés, voire de glace dans les anfractuosités et les hauts de couloirs de fractures. Ainsi, des taches de neige subsistent encore actuellement en été dans les grands rasskars du Bleia (ph.161). Les rasskars ne sont cependant pas absents des versants tournés à l'ouest (Fortunsdal) ou au sud-ouest (Aurlandsfjord).

Il est donc tout à fait possible que de petits glaciers ou de gros névés se soient constitués dans les anfractuosités de haut de versant, la glace ayant contribué à creuser le fond et, avec la gélifraction supraglaciaire, à façonner les parois des entailles hémicylindriques. De tels glaciers de petites dimensions, dont les eaux de fonte auraient été évacuées par les couloirs sous-jacents, seraient analogues aux "glaciers de niche" décrits par Groom (1959) dans certaines parois du Spitsberg (fig.159). Il existe d'ailleurs dans le même secteur des formes de transition avec de véritables cirques glaciaires suspendus, par exemple à la périphérie des petits plateaux un peu plus élevés (1600 m) du Fresvikbre et du Borhovda (fenêtre de Lœrdal). Lorsqu'il est possible d'observer les cônes de débris au pied des rasskars, on constate en outre qu'ils sont généralement assez modestes par rapport aux dimensions des entailles (Årdalsvatn : fig. 159) ; même en l'absence d'estimations quantitatives convenables, on voit que le gel, la nivation, les avalanches et les écoulements torrentiels postérieurs au retrait des grands glaciers des vallées internes et des fjords du

Sogn n'ont fait dans la plupart des cas que retoucher les parois verticales des entailles, et qu'ils ne peuvent pas rendre compte de tout l'évidement. Si l'on admet que ce raisonnement est également valable pour les parties des fjords où il est impossible d'apprécier le volume des débris accumulés au pied des rasskars, on est donc conduit à rechercher la période principale de façonnement avant la déglaciation complète, soit au moment où des langues glaciaires plus ou moins épaisses occupaient encore les vallées et les fjords (fin du Dryas récent, début du Pré-Boréal, ce qui impliquerait une formation en quelques siècles ..;), soit avant le dernier paroxysme glaciaire. Dans ce cas, le fonctionnement post-glaciaire des rasskars ne serait responsable que d'un rajeunissement et d'un agrandissement s'accompagnant d'une accentuation du contraste avec les formes douces du fjell.

Ces divers indices nous incitent à considérer les phases de développement de glaciers de niche, sous des conditions climatiques analogues à celles du Pré-Boréal, comme les périodes principales du façonnement des rasskars. Ce processus participe de façon appréciable au recul des hauts de parois et à la préparation du calibrage ultérieur des vallées, grâce à sa répétition au fil des stades glaciaires et des interstades dans les secteurs où de telles conditions sont suffisantes pour permettre l'apparition de glaciers locaux ou de névés sans qu'un englacement généralisé se développe (d'où la localisation géographique très précise des rasskars). Il semble en tout cas que l'on puisse l'invoquer beaucoup plus communément que le processus de formation dépeint par Ahlmann (1919). Cet auteur affirme en effet qu'une entaille de type rasskar s'est formée en quelques minutes à la suite d'un éboulement intervenu en 1908 dans le Norangerdal (Sunnmøre). Pour notre part, le seul éboulement que nous ayons pu mettre en relation avec l'existence d'un rasskar est celui que nous avons déjà mentionné dans le versant NW du Nærøyfjord (cf. supra, p. 973 , ph. 155) : il s'est en fait produit dans la paroi d'un rasskar pré-existant, ce qui montre qu'un tel processus peut très bien participer à l'évolution de ces formes, sans renseigner pour autant sur leur origine. La plupart des cicatrices d'éboulements anciens que nous avons observées ne ressemblent pas à des rasskars, qu'il s'agisse de celles qui ont été observées dans les Lofoten - Vesterâlen, ou de quelques unes qui échancrent

des parois d'auges par ailleurs pourvues de rasskars (cicatrices et plans obliques de glissement dans les quartzites et les micaschistes de la paroi ouest du Fortunsdal au-dessus de Fortun : ph. 29).

Le caractère discontinu et modeste des dépôts de pente au pied d'une partie des abrupts et des versants à corniches implique une attaque localisée ou modérée des hauts de paroi depuis la déglaciation. Le rôle de cette attaque est cependant important, dans la mesure où le recoupement de nombreuses entailles sommitales confère aux sommets de parois un aspect sans rapport avec les effets d'une glaciation d'inlandsis en accentuant le contraste avec les formes du fjell, et dans la mesure où *elle contribue au processus global de l'évidement* en compensant partiellement l'action des glaciers, qui tend à être plus importante à la base des versants. Mais cette contribution, qui a joué tout au long des alternances de glaciations, d'interglaciaires et d'interstades, est bien sûr beaucoup plus généralisée dans le cas des versants à corniches richement pourvus en déôts de pente.

b. des versants à corniches présentant d'importantes formations de pente.

Le facteur d'opposition le plus important entre les versants rocheux pauvres en formations de pente et les autres est le degré de division de la roche. En effet, la plupart des systèmes de cônes coalescents et de tabliers continus de débris se trouvent au pied de parois façonnées dans des roches où la densité de diaclases subverticales dépasse 3 à 4 par mètre et où l'on observe fréquemment des systèmes de joints faiblement espacés (de quelques cm à quelques dm). Ce cas est fréquent dans l'archipel des Lofoten - Vesterâlen, où nombre de parois d'auges et de grands abrupts recoupent des petits massifs de mangérites cataclasées et inégalement métamorphisées (nord de Flakstadøy et de Vestvågøy, Hadseløy, Langøy), et de paragneiss fortement fragmentés (Vestvågøy, Langøy), spécialement dans les secteurs intensément affectés par la tectonisation grenvillienne. Il n'est pas rare non plus à l'intérieur des hauts plateaux et des montagnes du Sogn - Jotun, où les gneiss à pyroxènes et les lames de roches plus ou moins cataclasées de la nappe du Jotun ne présentent pas une résistance mécanique excep-

tionnelle.

Cependant, des tabliers d'éboulis continus revêtent sur un quart à un tiers de leur hauteur quelques parois des plus profondes auges entaillées dans les gneiss massifs du complexe du Jostedal (par exemple, dans le haut Jostedal en amont de Bjørk, dans le Tunsbergdal : ph. 152) ; ou encore dans l'Ottadal en amont de Skjåk : Gjessing, 1978). Il s'agit de sections d'auges bien calibrées - des ombilics surtout, en dehors des parties actuellement ou récemment englacées - dont les parois hautes de 800 à 1000 m et plus présentent des profils concaves sous des corniches inclinées à 60 - 70° et plus. La forte pente de ces parois faiblement incisées par les couloirs d'avalanches peut favoriser l'appel au vide ; elle contribue avec la rigueur des conditions régnant au sommet et avec l'importance de l'enneignement sur les plateaux et dans les anfractuosités (et donc avec une bonne fourniture d'eau lors des périodes de fusion - regel) à provoquer de petits éboulements en partie préparés par la macrogélifraction. les cicatrices fraîches de détachement de blocs et les langues de blocailles blanchâtres étalées sur des tabliers ailleurs colonisés par la forêt de pins ou de bouleaux montrent d'ailleurs le caractère toujours actuel de ces processus dans des secteurs qui, depuis la déglaciation au Pré-Boréal et la crise de décohésion consécutive, n'ont jamais connu de conditions beaucoup plus rigoureuses que les actuelles.

En dehors des grandes auges du système de dissection profonde, ce sont *les parois des grandes vallées montagnardes du Jotunheim* qui présentent les formations de pente les plus abondantes. Outre la hauteur et la vigueur de ces versants, les facteurs en sont la lithologie - avec des gneiss à pyroxènes dont la division, généralement de l'ordre de 2 à 4 diaclases par m et plus, est accrue par multiples plans de cisaillement et par des structures stratiformes facilitant le départ des débris lorsque la pente des versants est conforme au pendage - et la position altitudinale ; elles appartiennent depuis la déglaciation à l'étage alpin. En dehors de ressauts correspondant à des noyaux massifs de gneiss à pyroxènes et de péridotites, la plupart des versants à corniches présentent *un aspect rainuré* (Markgren, 1964) lié à l'existence de couloirs d'avalanches que séparent des crêtes et des clochetons de dimensions modestes. Ces modelés rocheux sont limités au tiers ou au

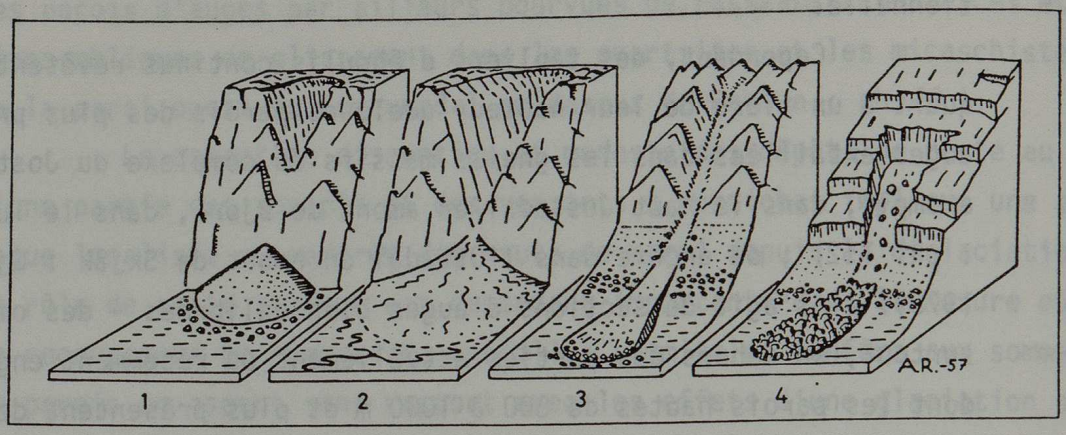


Figure 160 : Types de cônes et de langues d'avalanches, selon Rapp (1959). 1 : cône d'éboulis ; 2 : cône alluvial ; 3 : langue de blocs d'avalanches ; 4 : langue d'éboulement.

quart supérieur des versants, dont le profil d'ensemble tend généralement vers une pente à 34 - 36° par réduction des corniches (par exemple, de part et d'autre du Kyrkjeglupen et du haut Visdal, ph. 163 et fig. 130). A la limite, de tels versants sont proches des versants réglés, et les formations de pente se réduisent à des pellicules de débris anguleux et sub en place s'épaississant à peine vers le bas, comme sur certaines pentes à blocs décrites dans le chapitre IV.

En dehors des tronçons de vallées actuellement ou récemment englacés, où les tabliers de débris sont réduits du fait de l'entraînement des matériaux par les glaciers et de leur remaniement en moraines latérales (par exemple, au-dessus du Riïngsbre, dans les Hurrungane fig. 129), les fragments tombés des parois forment des accumulations dont les caractéristiques traduisent les modes de mise en place. Il s'agit de tabliers d'éboulis grossiers, pauvres en matrice fine, où un accroissement de dimension des blocs vers le bas atteste la prédominance des chutes de blocs isolées. Un aplatissement relativement faible des débris indique, selon Ballantyne (1982) une utilisation par le gel des systèmes de diaclases et de joints pré-existants, indépendants de la foliation, plutôt que celle de diaclases courbes (ce qui rejoint notre observation sur la relative rareté de ces diaclases dans les corniches du Jotunheim).

Sous les couloirs et les petites niches aux parois abruptes qui entaillent ces corniches, les éboulis aux gros blocs en grande partie couverts de lichens sont sillonnés par des rainures parallèles et peu profondes ; les taches de neige qui y persistent fréquemment en été donnent à ces versants un aspect zébré caractéristique. En fait, ces sillons allongés dans le sens de la plus grande pente sont de deux types. Dans les versants où la totalité du matériel provient des parois, il s'agit de *larges rainures à fond plat* correspondant aux parties de tabliers relativement déprimées par rapport aux dépôts d'avalanches ; ceux-ci, cônes allongés et levées "en remblai" (Rapp, 1959, fig. 160 Luckman, 1977) sont fréquemment espacés d'une à deux centaines de mètres seulement. C'est surtout le cas des versants des vallées actuellement ou récemment englacées, et des parois voisines (par exemple, les parois des vallées - cirques du Galdhøpiggen, ou la paroi sud du Trollsteinhø au nord du Glittertind), qui sont soumises à des conditions de type



Photo 163 : Versants "rainurés" du Kyrkjeglupen et le haut Visdal.

A droite: Semmelholstind (2147m). Au fond (vers l'est): Urdadalstindene et Hellstugutind (2346m). Les taches de neige (début juillet) sont localisées dans les couloirs d'avalanches et, plus bas, dans les creux intermédiaires entre les levées d'avalanches.

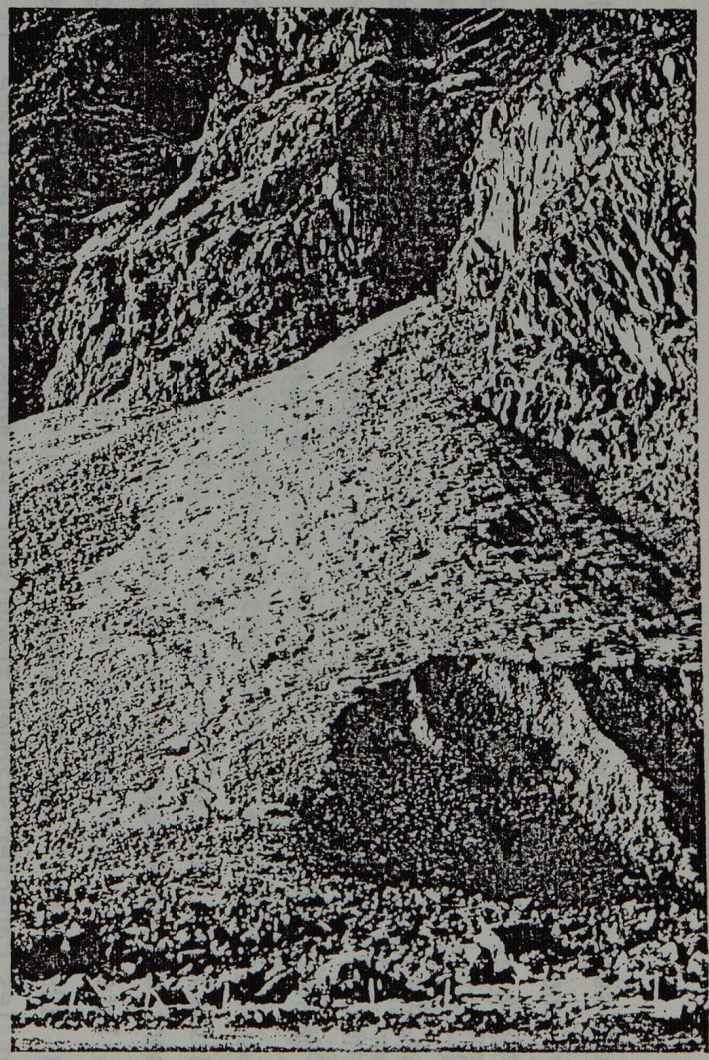
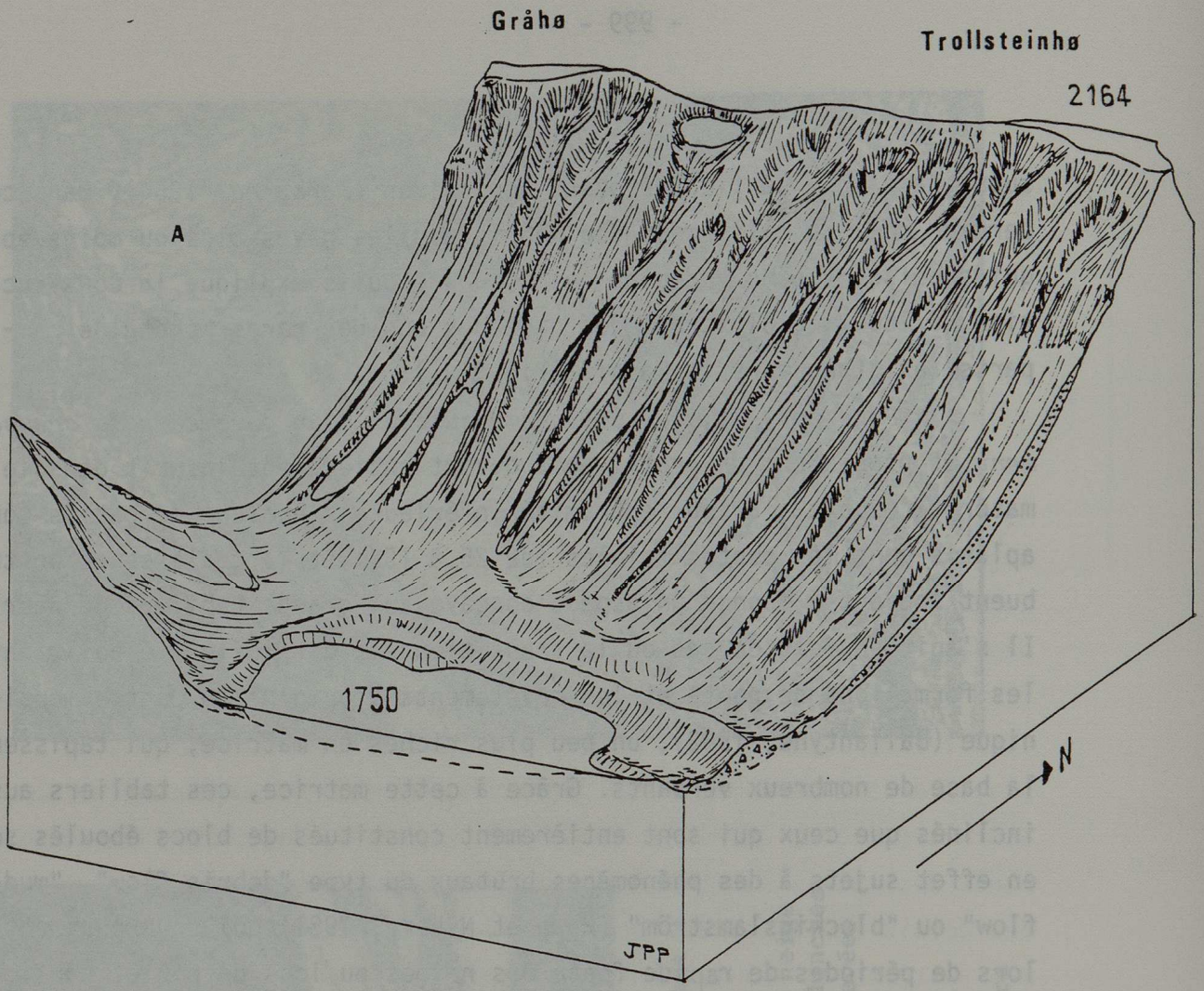


Photo 164 (ci-contre): Cône déboulis dans la face SW de l'Ånstadnyken.

Remarquer les traces d'impacts récents dans la couverture herbeuse de l'éboulis.

supraglaciaire, particulièrement agressives (Markgren, 1964). Dans ce dernier cas, le glissement des débris sur les névés plus ou moins épais qui subsistent plus ou moins au bas des éboulis explique la construction, à 1800 m d'altitude, des quelques uns des rares "protalus ramparts" existant dans le massif (fig.161).

Plus souvent, les sillons résultent d'un processus de creusement et présentent un profil en V ouvert entièrement inscrit dans le matériel meuble ; à leur extrémité inférieure s'étalent de petits cônes aplatis dont les pentes faibles (de 25 à 15°) et la coalescence contribuent souvent à donner un aspect concave aux grands tabliers de débris. Il s'agit en fait de cas où la transition est difficile à établir entre les formations de pente et les revêtements d'origine en partie morainique (Ballantyne, 1982), un peu plus riches en matrice, qui tapissent la base de nombreux versants. Grâce à cette matrice, ces tabliers aussi inclinés que ceux qui sont entièrement constitués de blocs éboulés sont en effet sujets à des phénomènes brutaux du type "debris flow", "mudflow" ou "blockigslamström" (Rapp et Nyberg, 1981) qui se produisent lors de périodes de rapide fonte des neiges ou lors de pluies particulièrement importantes. Les couloirs d'avalanches entaillés dans les corniches servent de bassins de réception pour une partie de ces eaux; de telles coulées se produisent donc plus volontiers dans leur prolongement. Plus encore que les avalanches, elles sont responsables de l'incision des ravines ; celles-ci sont souvent très rapprochées, au point de découper en chevrons la partie supérieure des tabliers, au contact des corniches. Les cônes aplatis qui s'étalent à leur base résultent de l'édification périodique de levées, comme sur les cônes de déjection, ou de lobes terminaux, vite arrêtés dans leur progression. De tels systèmes ont été observés sur place, ou sur photos aériennes, dans l'auge évasée de la Gjertvasselv, entre les massifs du Fannaråki et des Hurrungane, dans plusieurs vallées du sud-ouest du Jotunheim, où existent localement des bouchons et des placages de moraine, ou encore dans le haut Visdal : ph. 163). Ces types de versants et ces processus sont prédominants - en dehors des versants nus - dans les vallées du Jotunheim des plateaux, où la production de débris par les corniches ou les convexités sommitales reste modeste, du fait de leur altitude et de leur commandement modestes.



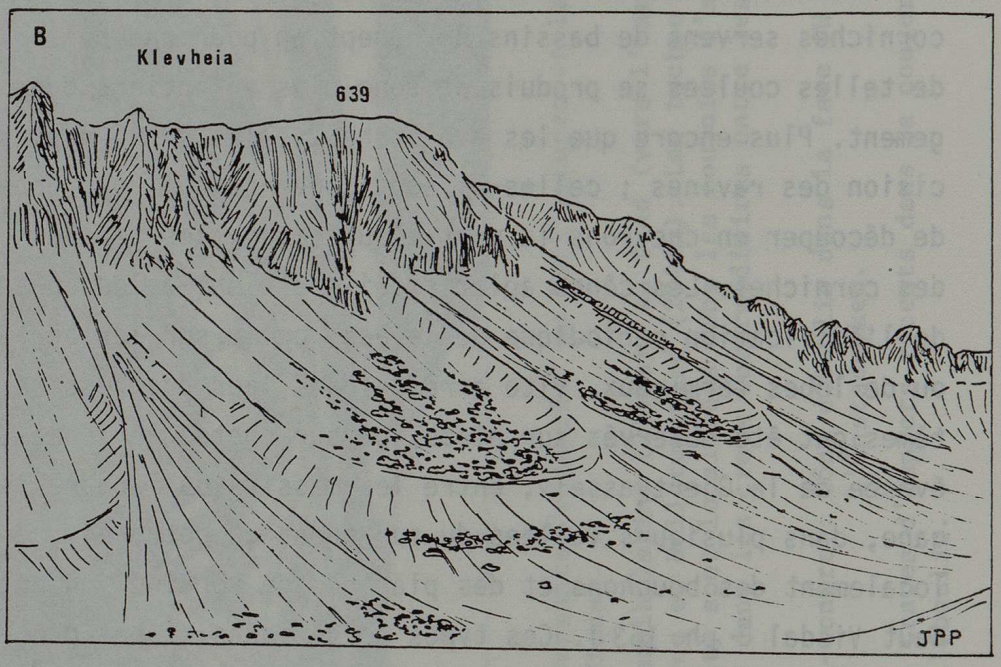


Figure 161 : Eboulis, dépôts d'avalanches et remparts de névé.
A - La face sud du Trollsteinhø (massif du Glittertind, Jotunheim) : blocs diagramme schématique. Dépôts d'avalanches en longues levées (road bank), fonctionnels, séparés par des sortes de couloirs correspondant à des éboulis couverts de lichens et où persistent quelques taches de neige ; les bourrelets basaux sont distincts de la moraine frontale à coeur de glace du Grotbre (premier plan).
B - La face sud du Klevheia, dominant le Skrådal (massif d'Eggum, Vestvågøy) ; fond vers 230 m.

Les marques fraîches de fonctionnement des éboulis, des couloirs d'avalanches et des sillons dûs aux écoulements boueux, et donc les processus actif de fourniture et de transport des débris vers le bas, abondent dans tout l'étage alpin. Par analogie avec ce que Rapp et Nyberg (1981) ont observé dans les montagnes de Laponie suédoise, sous des conditions climatiques voisines, on peut penser que le façonnement de ces formes et modelés de versants est toujours actuel, même en l'absence de données quantitatives du type de celles que Rapp (1960) a obtenues dans les montagnes proches de Narvik. On peut d'ailleurs noter que les conditions actuelles comptent parmi les plus rigoureuses que ces montagnes aient connues au cours des 8500 à 9000 ans écoulés depuis la déglaciation, à l'exception des courts épisodes plus froids de la période sub-atlantique (Petit Age glaciaire surtout).

Toute autre est la situation dans la région des Lofoten-Vesterâlen, où seuls les sommets de parois peuvent subir les effets d'un gel rigoureux, tandis que le rôle actuel de la gélifraction et de la neige paraît assez négligeable à basse altitude. Les formations de pente, et donc les marques d'une forte attaque des parois rocheuses depuis la déglaciation, sont cependant d'une importance considérable, dès que la lithologie s'y prête . Ainsi, les grandes parois à corniches d'une partie de la façade sud-est de Vestvågøy (du Skifjord à Smorten), du nord de Flakstadøy (massif de Napp - Vikten), de la façade NW de Vestvågøy (Offersøkammen, lobes d'Eggum et de Kvalnes), de Gimsøy, du nord ouest d'Austvågøy, de l'ouest et du nord de Hadseløy et de quelques massifs de Langøy (surtout dans l'est et le sud-est de l'île) présentent des systèmes plus ou moins continus de cônes ou de tabliers d'éboulis, de dépôts d'avalanches et de cônes de déjection ; ceux-ci adoucissent le contact des parois rocheuses avec les fonds d'auges et le strandflat. Les cônes d'éboulis coalescents s'étalent au pied de hautes parois rugueuses, coupées de surplombs, de vires et d'anfractuosités multiples et façonnées dans les roches fortement mais inégalement divisées ; on les trouve donc surtout sous les parois de paragneiss svecokaréliens et de mangérites ou d'orthogneiss monzonitiques fortement tectonisés. Ces éboulis couvrent rarement plus du tiers inférieur des versants, mais le sommet de certains cônes formés au bas de grandes anfractuosités ou de cheminées de fractures peut se trou-

ver à 200, 300 m d'altitude et plus (par exemple, sur Vestvågøy, la face ouest de l'Offersøkammen, fig. 149). La formation de ces grands éboulis s'accompagne dans les roches les plus fissiles du façonnement de modelés ruiniformes à couloirs et à clochetons ; dans le flanc sud-est de l'éperon du Dalstind, sur la façade SE de Vestvågøy), une carrière permet de constater que l'éboulis grossièrement lité repose sur une base de versant elle-même très irrégulière, où les blocs dépassant de certaines aspérités ont été à demi-délogés par l'impact des débris tombés des parois : fig. 158). la gravité étant seule responsable de la mise en place des débris, les sommets de cônes ne prolongent pas systématiquement des couloirs linéaires façonnés par les avalanches ou le ruissellement ; certains d'entre eux se situent à la base de ressauts plus ou moins élevés, nettement au-dessous des anfractuosités et des aspérités qui ont fourni les débris (par exemple, sous la face sud-ouest de l'Ånstadnyken, sur Hadseløy : ph. 164). L'accumulation se poursuit à l'occasion de chutes de blocs simples, comme le montrent les cicatrices d'impact sur la couverture herbeuse de certains cônes (Ånstadnyken, ph. 164). Mais ce sont parfois des pans de paroi qui s'écroulent ; leur fragmentation en cours de chute est suivie par l'étalement à sec de véritables coulées digitées sur les cônes préexistants, ou par l'édification quasi-instantanée de nouveaux cônes au bas des plus grandes cheminées (par exemple, celui que nous avons observé dans le flanc ouest de l'Offersøkammen en juillet 1976 : fig. 149). Ces cônes coalescents inclinés à 30-32° constituent les seules formations de pente dans la plupart des abrupts peu élevés, par exemple autour des petits reliefs isolés de l'ouest de Langøy, comme le Søbergfjell (fig. 162). C'est également vrai d'abrupts plus considérables (400 à 500 m), mais ceux-ci sont généralement tournés au sud ou au sud-ouest et situés sous des crêtes étroites (donc dans de mauvaises conditions d'accumulation et de maintien prolongé de la neige) ; de beaux exemples en sont la paroi sud de la crête du Skolmen, au sud-ouest du lobe d'Eggum (fig. 151), et celle du Vœggen, au sud d'Utakleiv, sur Vestvågøy (fig. 25).

Les autres sites présentent des dépôts de pente plus variés. Dans les retombées sud et sud-ouest des plateaux orthogneissiques de la surface principale, les parois à corniches évoluent sous l'effet

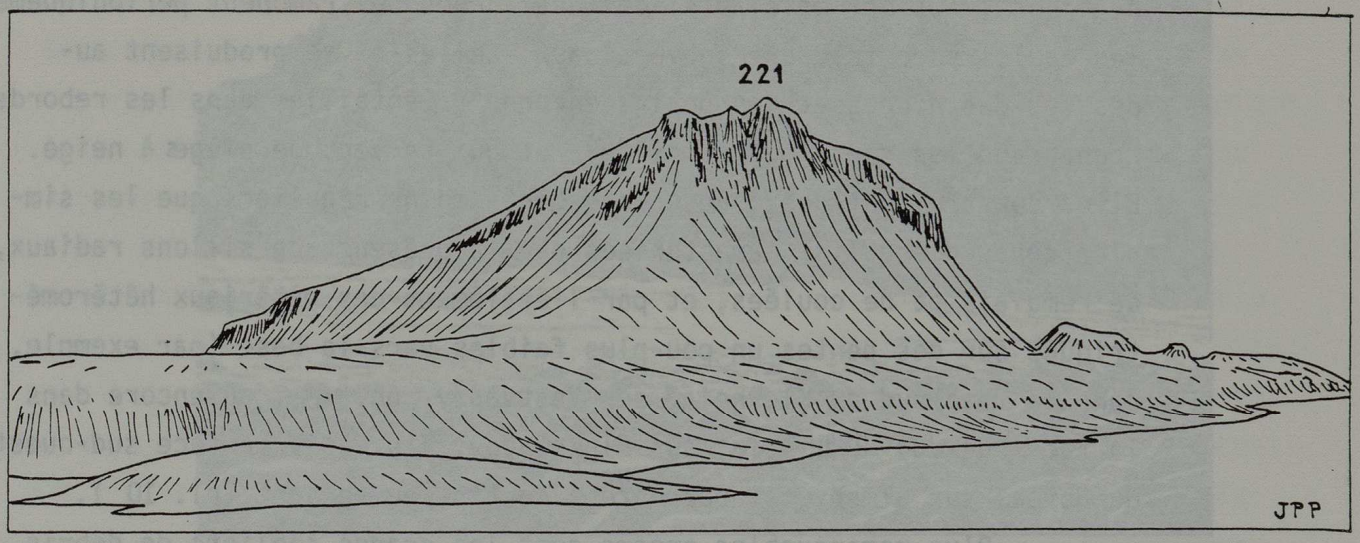


Figure 162 : Le Søbergfjell (façade ouest de Langøy), vu vers le SSW depuis Skårvågen. Relief résiduel mangéritique surmontant une plate-forme rocheuse bosselée située entre 15 et 20 m. d'altitude. Petits reliefs côniques s'inscrivant dans une concavité basale localement plus risible (tireté). De courts tabliers d'éboulis reposent sur la plate-forme. Encoche littorale soulevée vers + 4 m.

de l'éboulisation, mais aussi des avalanches qui ramonent périodiquement les couloirs de fracture subverticaux. Celles-ci se produisent au-dessous des niches et des petits entonnoirs entaillés dans les rebords rocheux ou les régolites sommitaux, et qui servent de pièges à neige. Elles construisent des cônes coalescents moins réguliers que les simples cônes d'éboulis, caractérisés par la présence de sillons radiaux, de remblais et de coulées, et par l'étalement des matériaux hétérométriques sur des pentes un peu plus faibles vers la base (par exemple, dans la face sud du Klevheia, sur Vestvågøy, ph. 165 , ou encore dans la face sud du Rødliheia, sur Flakstadøy, fig. 16). La face sud-ouest du Hoven, sur Gimsøy, s'apparente à ce type de versant (pl. 10).

Plus remarquables encore sont les grands tabliers de débris qui revêtent les parties inférieures, et parfois les deux tiers ou les trois quarts de grands versants d'auges de vallées - cirques ou de cirques glaciaires. Il s'agit dans certains cas de tabliers d'éboulis simples issus de corniches de roches fissiles, telles que les paragneiss et les orthogneiss des grands cirques du nord de Hadseløy (fig.71 et 131) et les mangérites tectonisées d'une partie du lobe du Kvalnes, sur Vestvågøy (versant nord du grand cirque de Smedvik, pl. 9), ou du massif oriental de Gimsøy (paroi nord du cirque du Jenndal, pl. 10). Là où les corniches rocheuses sont relativement importantes, des dépôts d'avalanches issus des hauts de versants rompent la continuité de ces tabliers.

La plupart des grands tabliers sont sillonnés par des couloirs parallèles du même type que ceux des versants rainurés du Jotunheim, et au bas desquels s'étalent de petits cônes de déjection aux pentes plus faibles (par exemple, sur les flancs de l'éperon méridional du lobe de Kvalnes : ph. 149 ; ou encore sur le flanc nord de la vallée - cirque de Vikten, dans le nord de Flakstadøy : fig. 95). La mise en place de ces tabliers apparaît donc complexe là aussi ; l'éboulisation est accompagnée ou suivie de phases d'incision linéaire des tabliers, par le ruissellement (lors de la fonte des neiges surtout) et par des coulées de débris catastrophiques dues à la fusion rapide de la neige ou à de fortes pluies. Un phénomène de ce type a pu être observé sur un des cônes coalescents de la retombée NE du massif d'Eggum, au printemps 1976 : ph. 166). Ces phénomènes aboutissent à l'édifica-

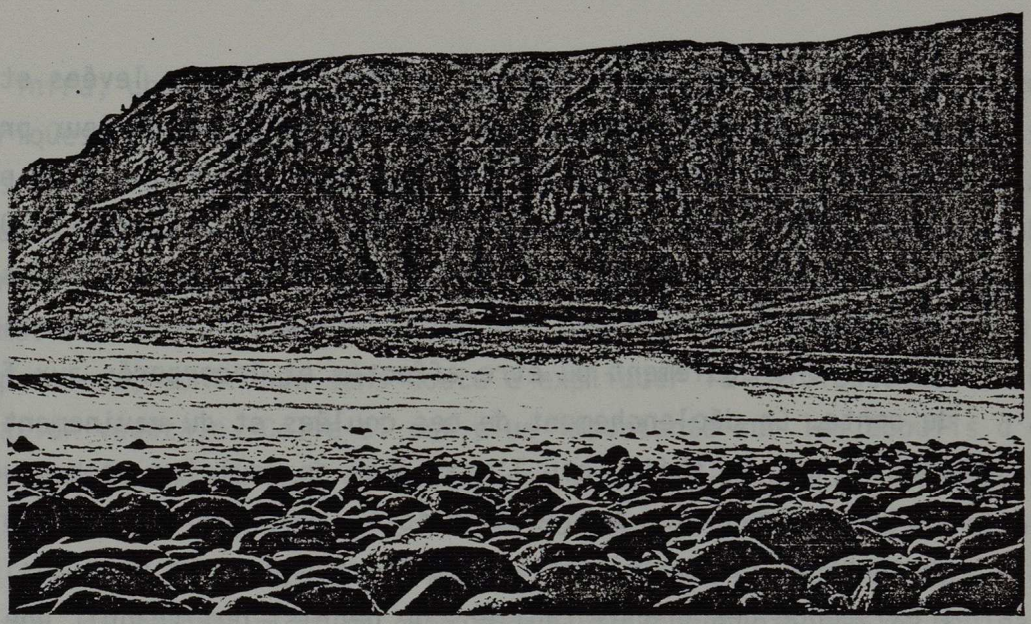


Photo 165 : La face nord du Klevheia et la baie d'Unstad (Vestvågøy)
Eboulis et cônes mixtes au bas d'une paroi d'amphibolites incisée de niches (au sommet, sous le plateau sommital et son régolite meuble) et de cheminées. En avant: plan d'accumulation à blocs (moraine latérale et rempart de névé) et la baie d'Unstad, avec plages et cordons de galets.

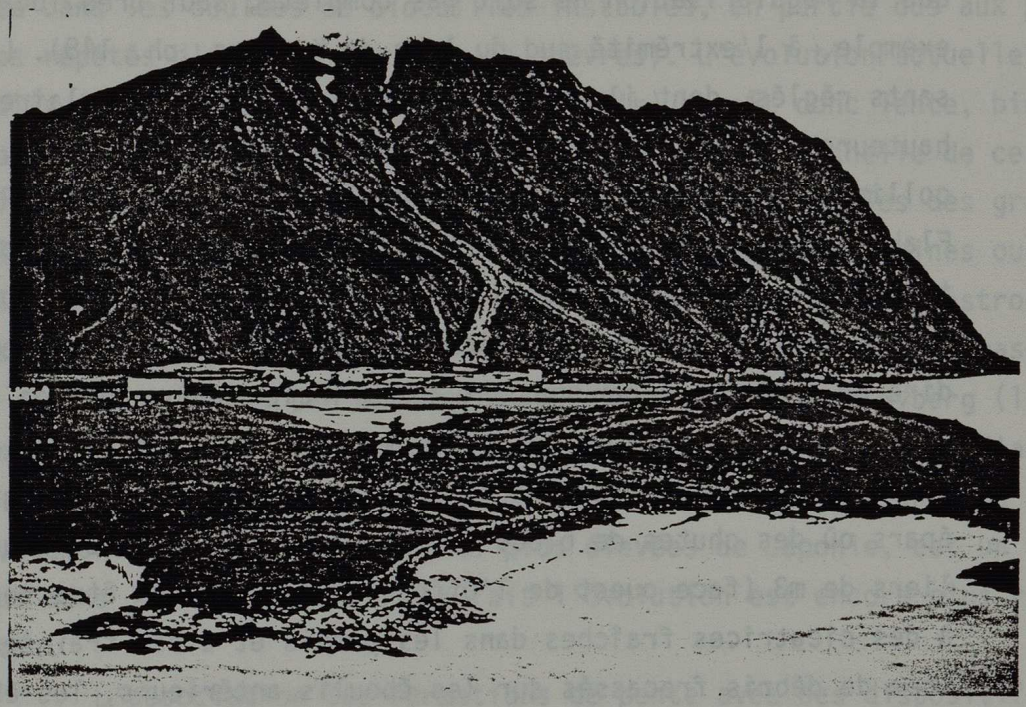


Photo 166 : Le strandflat de Nesje et la retombée NE du massif d'Eggum (Vestvågøy)
Coulée de débris récente sur cône mixte d'éboulis et d'avalanches. Ensablement de la baie de Nesje; le village d'Uren est bâti sur des dunes.

tion de cônes grâce à la construction répétée de levées et de langues de débris riches en blocs qui arrêtent brutalement leur progression dès que le seuil de liquidité n'est plus franchi. Ils se produisent grâce à l'existence d'une matrice fine (Rapp et Nyberg, 1981), sablo-limoneuse, provenant ici de la désagrégation granulaire des mangérites. Des placages morainiques d'origine locale (anciennes moraines latérales ?) ont également pu être affectés et incorporés aux formations de pente. Le déclenchement de ces coulées et du ravinement qui leur est lié est facilité par l'existence de couloirs rocheux concentrant l'eau au-dessus des tabliers. Mais il est également possible dans les versants où ces corniches sont très réduites. On note d'ailleurs que l'existence des grands tabliers de débris, qui traduit une attaque considérable des corniches de roches fissiles par la désagrégation, s'accompagne d'une tendance à la réduction de ces corniches à de simples crêtes ou clochetons, et donc d'une évolution vers la régularisation. Le raidissement de la base de ces versants par les glaciers lors des phases d'englacement plus ou moins complet est sans doute le seul facteur qui, contrariant périodiquement cette évolution rapide, explique que la régularisation ne soit pas complète, sauf très localement (par exemple, à l'extrémité sud du lobe de Kvalnes, ph. 148). Les rares versants réglés, dont il existe également quelques exemplaires dans les hauteurs mangéritiques au sud du bassin du Sundklakkstrøm, et dans les collines gneissiques qui surmontent le strandflat de Val-Ramberg, sur Flakstadøy, comptent d'ailleurs parmi les seuls versants où l'empreinte de la dernière glaciation paraisse limitée ; on les trouve en situation d'éperons entre des vallées ou des trouées confluentes, c'est-à-dire en angle mort par rapport aux principaux courants de glace.

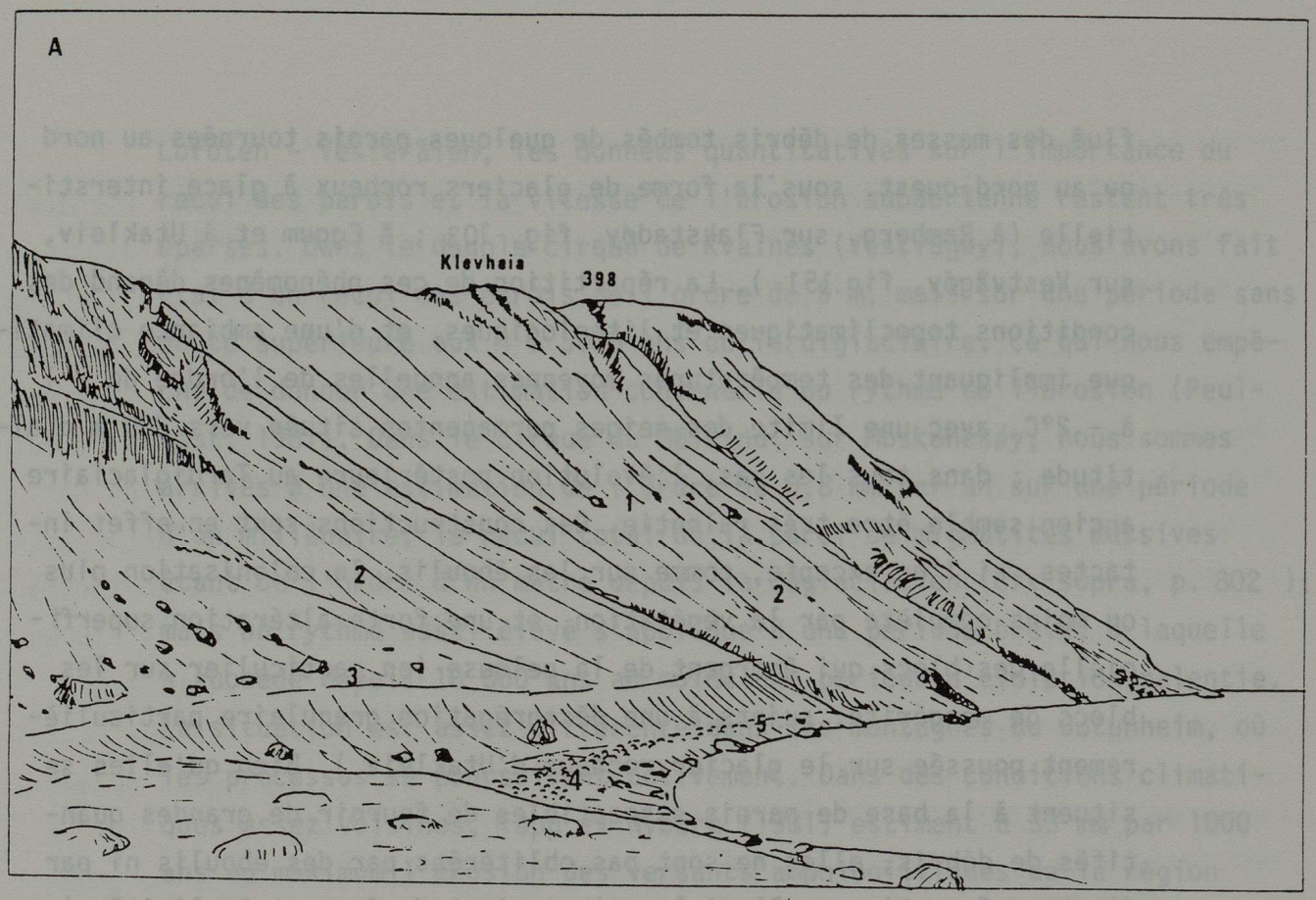
Les formations de pente des Lofoten - Vesterâlen sont toutes fortement colonisées par la végétation. En dehors de quelques cônes épars où des chutes de blocs récentes, de quelques m3 à quelques milliers de m3 (face ouest de l'Offersøkammen) ont pu être repérées grâce à des cicatrices fraîches dans les parois et à des traînées blanchâtres de débris fracassés sur les éboulis antérieurs, les éboulis vifs sont très rares. Ils se rencontrent surtout au pied des corniches de paragneiss quartzo - feldepathiques du SE de Vestvâgøy (face sud du Valbergtind, du Dalstind) où ils peuvent recouvrir partiellement des constructions littorales d'âge tardiglaciaire ou holocène (fig. 158,

cf. infra, chapitre VI). Encore les cailloux et les blocs assez homométriques (90 % entre 10 et 40 cm) issus de ces parois de paragneiss très fracturés présentent-ils pour la plupart un léger émoussé chimique et un cortex d'altération d'1 à 3 mm d'épaisseur, avec perte de cohésion et un liséré d'algues vertes à la limite intérieure ; l'absence de matrice dans la partie superficielle de ces éboulis, sur 2 à 3 m d'épaisseur, contribue sans doute à expliquer la faiblesse de la colonisation végétale. Celle-ci est plus importante sur les éboulis d'orthogneiss et de mangérite, où seules des traînées de blocailles couvertes de lichens, au débouché de couloirs ou sous les clochetons ruiniformes des sommets, constituent des taches grises dans le manteau vert d'Empetrum, de Vaccinium et de graminées, localement piqueté de bouleaux rabougris (ph. 158). De même que pour les paragneiss, l'émoussé chimique et la couverture de lichens des blocs sont toujours importants, même sur les éboulis à gros blocs en openwork des parois de cirques exposées au nord et plus longuement enneigées, jusqu'à plusieurs centaines de mètres d'altitude. En dehors des rares chutes de blocs, les seuls mouvements que l'on y observe sont des mouvements de reptation lente dans les coulées de blocailles instables, en partie dûs aux passages répétés d'animaux (moutons et chèvres). L'évolution actuelle des éboulis (alimentation, migration des débris) paraît donc lente, bien qu'elle n'ait pas été appréciée quantitativement à l'échelle de ce travail. La même impression prévaut pour les ravins parallèles des grands tabliers et pour les cônes qui s'étalent au pied de ces ravines ou de quelques grands couloirs rocheux, bien que des phénomènes catastrophiques n'y soient pas impossibles actuellement (ph.166). Sur la base des données exposées par Strömquist (1976) et par Rapp et Nyberg (1981) quant à la fréquence des coulées de débris catastrophiques, et d'après nos propres observations, nous pensons qu'une périodicité de 50 à 400 ans, démontrée dans les montagnes plus élevées de Laponie, est un minimum dans l'archipel, et qu'en fait l'évolution est encore plus ralentie.

L'association des formations de pente avec des dispositifs glaciaires et périglaciaires typiques et relativement aisés à dater (Peulvast, 1981) permet d'attribuer l'essentiel de leur mise en place aux quelques millénaires qui ont suivi la déglaciation, et plus parti-

culièrement aux épisodes les plus froids du Tardiglaciaire. Dans plusieurs cas, spécialement sur les abrupts tournés au nord ou au nord-ouest, mais aussi sur des parois d'auges ou de vallées - cirques tournées au sud ou au sud-ouest les cônes, ou les tabliers d'éboulis sont ourlés à leur base par des bourrelets ou remparts de névés ("protalus ramparts" , Washburn, 1979). Hauts de 15 à 20 m et plus sur leur face externe inclinée à 30-35°, ces bourrelets rectilignes, arqués ou disposés en guirlandes (versant nord du Norddal, sur Vestvågøy, fig. 161) sont tous colonisés par une végétation herbacée fournie. Ils se sont formés jusqu'au niveau de la mer, en des lieux où aucune tache de neige ne subsiste maintenant jusqu'au printemps ; il en est de même pour ceux qui se situent à des altitudes plus élevées sur certains versants de vallées - cirques tournés au sud (jusqu'à 240 m dans le flanc sud de l'éperon qui se détache du Hellfjell au-dessus d'Alstad, sur Vestvågøy). Formés de blocs anguleux mêlés à une matrice sablo-limoneuse assez abondante (par exemple, le grand bourrelet de névé situé au pied de la face ouest du massif de Selvåg, sous le Trollan, dans le NW de Langøy : ph. 103), ils délimitent d'étroites dépressions au fond garni de blocs en openwork, à moins que l'éboulisation postérieure à la fusion du névé n'ait entraîné leur remplissage (par exemple, dans Vestvågøy, sur la rive NE de l'Urvatn, ou encore à la base de la face ouest du Høinesaksla : pl. 9 ; Peulvast, 1981, p. 153). L'absence quasi-systématique de ces bourrelets de névés, et celle de tabliers d'éboulis importants dans les flancs sud des cirques et des vallées - cirques qui ont abrité des glaciers locaux au Tardiglaciaire suggèrent que les phases principales de formation de ces tabliers correspondent aux phases de glaciation locale, au cours desquelles les pieds de parois tournés au nord et au nord-est étaient englacés. Les seuls tabliers qui se soient constitués sur des versants tournés au nord caractérisent des abrupts de hauteur modeste, exposés au large, et au pied desquels des glaciers locaux n'ont pas pu se constituer (par exemple, au pied du Klevheia, sur Vestvågøy, fig. 163).

Nous avons déjà démontré que l'édification d'une génération de bourrelets de névé à basse altitude a accompagné le fonctionnement du glacier couvert de Kvalnes (nord-est de Vestvågøy au Dryas très ancien ou au Dryas ancien (Peulvast, 1981). C'est aussi à ce moment qu'ont



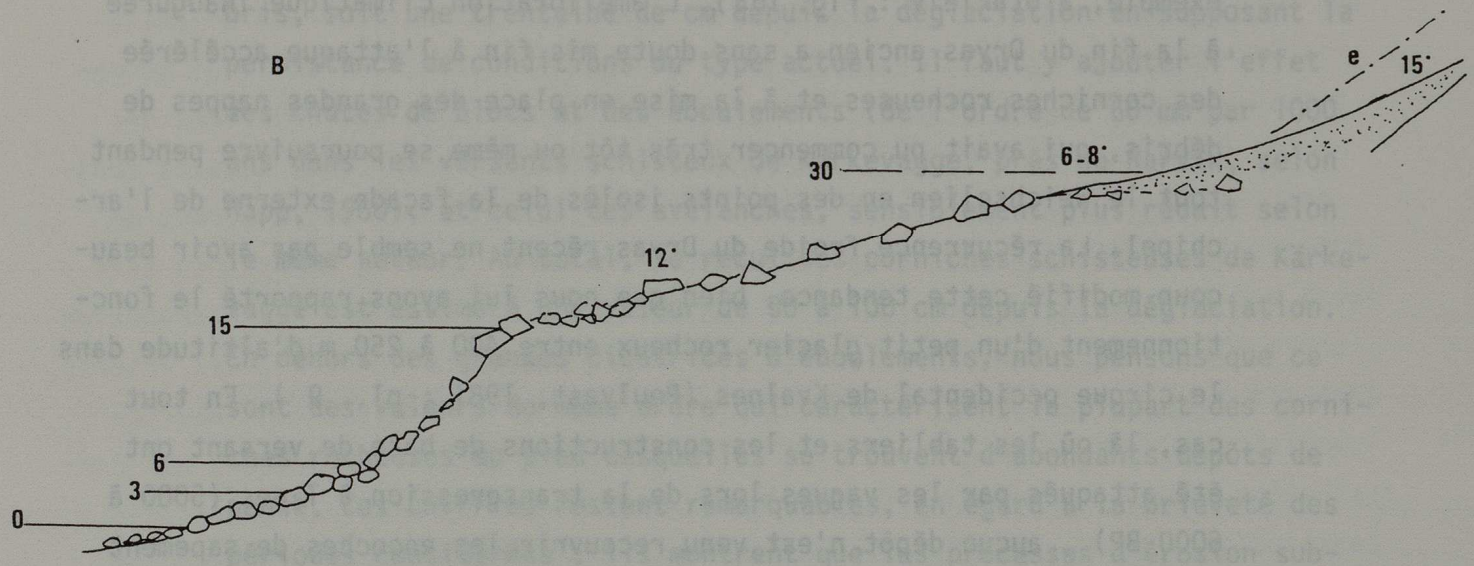


Figure 163 - Accumulations à blocs et encoches littorales sur la façade NW de Vestvågøy.

A - L'extrémité SW des accumulations d'Eggum, sous le Klevheia. 1 : éboulis mince sur roche en place et barres rocheuses 2 : éboulis avec ravines ; 3 : terrasse inclinée en base d'éboulis ; 4 : plage de galets de + 5m. ; 5 : estran à "Boulders".

B - Profils schématique de l'accumulation à blocs d'Utakleiv ; à 3 m. limite inférieure des lichens gris ; 6 m : limite supérieure des galets ; à l'amont : petit cône de matériaux fins au débouché d'une encoignure entre la paroi et un gros cône d'éboulis ; e : profil des éboulis.

flué des masses de débris tombés de quelques parois tournées au nord ou au nord-ouest, sous la forme de glaciers rocheux à glace interstitielle (à Ramberg, sur Flakstadøy, fig. 103 ; à Eggum et à Utakleiv, sur Vestvågøy, fig.151). La répartition de ces phénomènes dépend des conditions topoclimatiques et lithologiques, et d'une ambiance climatique impliquant des températures moyennes annuelles de l'ordre de - 1 à - 2°C, avec une limite des neiges permanentes située vers 300 m d'altitude ; dans tous les cas, l'évolution postérieure au Tardiglaciaire ancien semble être très ralentie. Ces constructions sont en effet intactes, si l'on excepte, comme sur les éboulis, la colonisation plus ou moins complète par la végétation, et une forte altération superficielle des blocs qui émergent de la pelouse (en particulier sur les blocs de mangérite, sujets à une désagrégation granulaire particulièrement poussée sur le glacier rocheux d'Utakleiv). Bien qu'elles se situent à la base de parois susceptibles de fournir de grandes quantités de débris, elles ne sont pas oblitérées par des éboulis ni par d'autres formations colluviales si ce n'est de façon très limitée (par exemple, à Utakleiv : fig. 163). L'amélioration climatique inaugurée à la fin du Dryas ancien a sans doute mis fin à l'attaque accélérée des corniches rocheuses et à la mise en place des grandes nappes de débris, qui avait pu commencer très tôt ou même se poursuivre pendant tout le Weichselien en des points isolés de la façade externe de l'archipel. La récurrence froide du Dryas récent ne semble pas avoir beaucoup modifié cette tendance, bien que nous lui ayons rapporté le fonctionnement d'un petit glacier rocheux entre 400 à 250 m d'altitude dans le cirque occidental de Kvalnes (Peulvast, 1981 ; pl. 9). En tout cas, là où les tabliers et les constructions de base de versant ont été attaqués par les vagues lors de la transgression à Tapes (5000 à 6000 BP) , aucun dépôt n'est venu recouvrir les encoches de sapement et les plages de galets façonnées à ce moment (par exemple, à Eggum, ph. 82 et fig. 163, ou encore à Utakleiv). En outre, à l'amélioration climatique et à la diminution de la gélifraction dans les parois s'est ajoutée la fin de la crise de décohésion consécutive à la déglaciation, dont nous avons déjà remarqué d'autres effets spectaculaires sous la forme de grands éobulements.

Dans les montagnes du Sogn - Jotun comme dans la région des

Lofoten - Vesterâlen, les données quantitatives sur l'importance du recul des parois et la vitesse de l'érosion subaérienne restent très éparses. Dans le double cirque de Kvalnes (Vestvågøy), nous avons fait état d'un recul des parois de l'ordre de 5 m, mais sur une période sans doute supérieure aux 4 à 5000 ans du Tardiglaciaire, ce qui nous empêche de donner une estimation convenable du rythme de l'érosion (Peulvast, 1981). Dans le cirque du Måltind, sur Moskenesøy, nous sommes arrivés à une estimation de l'ordre de 0,8 mm par an sur une période d'un millénaire, le recul total de la paroi de migmatites massives étant de l'ordre d'un mètre depuis la déglaciation (cf. supra, p. 802); mais un rythme aussi élevé s'applique à une période brève, à laquelle a succédé depuis 10 000 ans au moins une période d'évolution ralentie. La situation est assez différente dans les montagnes du Jotunheim, où les processus se poursuivent activement. Dans des conditions climatiques assez voisines, Rapp et Nyberg (1981) estiment à 33 mm par 1000 ans au maximum l'érosion des versants amphibolitiques de la région d'Abisko (Laponie suédoise), seulement sous l'effet des coulées de débris, soit une trentaine de cm depuis la déglaciation en supposant la persistance de conditions du type actuel. Il faut y ajouter l'effet des chutes de blocs et des éboulements (de l'ordre de 60 mm par 1000 ans dans les versants schisteux de Kärkevagge, près de Narvik, selon Rapp, 1960), et celui des avalanches, sensiblement plus réduit selon le même auteur. Au total, le recul des corniches schisteuses de Kärkevagge est estimé à une valeur de 30 à 100 cm depuis la déglaciation. En dehors des grandes cicatrices d'éboulements, nous pensons que ce sont des valeurs du même ordre qui caractérisent la plupart des corniches rocheuses au pied desquelles se trouvent d'abondants dépôts de pente. Ces chiffres restent remarquables, en égard à la brièveté des périodes considérées ; ils montrent que les processus d'érosion subaérienne, liés aux conditions climatiques autant qu'aux configurations de versants léguées par les glaciers participent activement et ont participé à de multiples reprises avant le dernier maximum glaciaire à l'évidement des grandes entailles. Cela est également vrai du recul des grands abrupts rocheux, comme ceux qui limitent le strandflat, ou ceux qui constituent la retombée orientale du Jotunheim au-dessus du Valdres (Bitihorn, ph. 52).

D. Conclusion partielle

La morphologie des entailles et des abrupts aux modelés rocheux reflète un rôle important de l'érosion glaciaire. Mais il s'y ajoute l'intervention des processus de décohésion et de désagrégation induits par le creusement et/ou commandés par les conditions morphoclimatiques règnant lors des phases d'érosion subaérienne ; en outre, les glaciers exercent périodiquement un récurage des débris ainsi fournis. Il n'est cependant pas question d'attribuer aux glaciers et aux processus qui accompagnent ou suivent leur intervention l'ensemble des caractéristiques du système de dissection. Qu'il s'agisse des formes de sculpture montagnardes, des vallées d'altitude, des grandes auges et des fjords du système de dissection profonde, ou encore des formes plus aérées de la façade maritime, les glaciers n'ont généralement fait que retailler ou calibrer en fonction de leurs propres caractéristiques dynamiques des entailles, des vallées ou des bassins préexistants. Ils ont néanmoins pu défigurer ces systèmes, puisque le façonnement de creux ou de trouées de volume relativement modeste a suffi pour imprimer une marque originale aux paysages, en conférant aux réseaux une organisation sans grands rapports avec la logique fluviatile. Celle-ci se retrouve, incomplètement, dans les grandes entailles ramifiées des hauts plateaux du Sogn - Jotun, où l'influence de volumes majeurs constitués pour l'essentiel sans l'intervention des glaciers a permis de puissants phénomènes de canalisation le long des plus importants axes de drainage préglaciaires. L'ampleur des surcreusements, l'intervention d'une importante érosion régressive ont cependant conféré à ces artères, comme à toutes les autres vallées, des profils longitudinaux heurtés tout à fait originaux, avec des ruptures de pente liées autant aux conditions locales d'alimentation glaciaire qu'à la hiérarchie des vallées et aux influences structurales. L'aménagement des versants, lié à un calibrage plus ou moins poussé et à une érosion différentielle glaciaire aux échelles moyenne et de détail s'est traduit non seulement par une accentuation des évidements mais aussi par un aménagement et sans doute un recul des grands abrupts régionaux, souvent réduits à des alignements d'éperons entre des bassins et des vallées espacés.

Malgré la vigueur de ces marques, qui donne leur tonalité aux paysages du bourrelet montagneux norvégien, les limites de l'aménage-

ment glaciaire apparaissent rapidement ; l'influence des configurations régionales acquises antérieurement, et l'organisation altitudinale de systèmes entiers de formes de dissection en fonction de niveaux dont l'origine ne peut être glaciaire, le démontrent clairement. Ce fait, déjà souligné dans de multiples travaux antérieurs, est d'autant plus remarquable que l'on se situe dans un domaine d'érosion nette, caractérisé par l'intervention de l'érosion glaciaire au niveau du bedrock (Boulton, 1979). On peut dès lors s'attendre à ce que le rôle effectif des glaciers soit encore plus modeste dans le domaine couvert, sous réserve d'une interprétation soigneuse de la nature et de l'origine de ces couvertures.

III - COUVERTURES MEUBLES ET DISSECTION

Le caractère parfois très limité de l'érosion glaciaire dans les formes de dissection, même raclées, et les facteurs de répartition des couvertures meubles exposés au début de ce chapitre nous amènent à envisager l'interprétation des modelés couverts de la même façon que dans le domaine du fjell (cf. chapitre IV, p. 595). Là encore, il est utile de distinguer les secteurs où la couverture est essentiellement glaciaire et fluvioglaciaire de ceux où elle résulte de l'altération *in situ* du matériel ; dans ces derniers, on peut envisager soit une certaine inefficacité du raclage glaciaire, soit une particulière altérabilité du substratum récuré, tout à fait significative dans une étude des modalités de l'érosion différentielle. Bien que la question d'une intervention efficace de l'érosion glaciaire au niveau de la roche cohérente puisse être posée dans les deux cas, il n'est cependant pas question de considérer *à priori* les vallées ou les régions basses présentant de telles couvertures comme des formes héritées des temps préglaciaires et à peine retouchées, même si elles appartiennent pour la plupart aux formes considérées par beaucoup d'auteurs comme "paléiques" (Gjessing, 1967). Même en l'absence de récurage complet de manteaux meubles hérités ou partiellement renouvelés lors des phases d'évolution subaérienne, la tranche de roche mobilisée et enlevée depuis le début des glaciations peut être importante, sur les fonds comme dans les versants. Là encore, l'insertion des modelés couverts parmi les formes d'échelle moyenne

ou les dispositifs majeurs, et la confrontation avec les types de dynamiques ayant régné sur les secteurs considérés, sont les plus sûrs éléments d'interprétation.

A. Les formes de dissection tapissées de dépôts morainiques et fluvioglaciaires

Les vallées pourvues d'importantes couvertures morainiques et fluvioglaciaires constituent un cas particulier parmi les vallées d'altitude du Sogn - Jotun, bien qu'elles partagent beaucoup de leurs autres caractéristiques (organisation des réseaux, présence de surcreusements). Pas plus que dans les vallées aux modelés rocheux il n'est donc possible d'y sous-estimer à priori les effets de l'érosion glaciaire, que l'on a d'ailleurs identifiés sur le fjell également couvert dans lequel s'insèrent ces vallées. (chapitre IV).

Comme sur le fjell, l'appartenance au versant oriental du bourrelet montagneux apparaît comme la principale raison de l'existence de puissantes accumulations, en l'absence de facteurs particuliers (altitude, conditions de désagrégation, lithologie) qui rendraient compte de la fourniture, sur place ou à proximité, d'une quantité de débris très supérieure à celle des régions raclées. Dans ce rebord se sont en effet affrontées à de multiples reprises les glaces d'un centre de glaciation autonome et celles, peu mobiles, de l'inlandsis : cette situation s'est traduite sur le fjell par une difficile exportation des matériaux meubles. Il en est de même pour les amples vallées suspendues au-dessus des grandes auges très espacées du versant oriental (Ottadal Gudbrandsdal, Begnadal, Hallingdal), que ces vallées se situent à l'intérieur même du centre de glaciation (vallées du NE du Jotunheim des gneiss à pyroxènes) ou sur le rebord de plateaux moins élevés dont l'englacement a surtout été possible lors des phases de glaciation d'inlandsis, avec un faîte glaciaire situé à l'est du rebord montagneux. Cependant, les situations de ce type ne sont prouvées que pour la dernière glaciation, et elles ne sont pas forcément représentatives de toute l'évolution de ces vallées. Ainsi, l'auge bien calibrée et partiellement surcreusée de l'Ottadal (ph. 51) conserve près de Skjåk des sédiments fluviatiles ou fluvioglaciaires interstadiaires que l'érosion glaciaire du maximum weichselien a laissés intacts (Hole et Bergersen,

1981, fig.164) ; il est vrai que les flux de glace ont alors été transversaux par rapport à la vallée (fig. 96). Mais les formes de la vallée sont telles que l'on doit bien supposer que des phases d'écoulement longitudinal actif, et efficace au niveau de lit rocheux ont pu se produire antérieurement, lors de phases initiales de glaciations peut être plus prolongées lors des épisodes antérieurs. Une certaine variabilité des dynamiques et des manteaux meubles doit donc être prise en compte pour l'ensemble des périodes glaciaires.

Néanmoins, le domaine des vallées riches en matériaux meubles présente une incontestable unité géographique et une parenté dynamique marquée. Mais il s'y superpose une certaine disparité morphostructurale, entre le NE et le SE du Jotunheim. Elle est surtout perceptible dans la morphologie des versants (dont l'abrupt frontal du Jotunheim) et elle est riche d'enseignements quant aux types morphogéniques dont relèvent ces vallées.

1. Les manteaux meubles et les modalités du creusement-

a. des formes raclées aux vallées empâtées : l'exemple du Sjodal

C'est au long du Sjodal que l'on suit le mieux la transition entre le domaine des formes de dissection aux modelés rocheux et celui des grandes vallées empâtées. Servant de collecteur aux grandes vallées du NE du Jotunheim, cette artère installée dans une demi-fenêtre tectonique est encadrée par des "fly" et des plateaux couverts, et elle présente des formes évasées qui l'apparentent aussi bien aux vallées montagnardes du NE du Jotunheim qu'aux amples gouttières du Valdres. Mais on peut y suivre de l'amont vers l'aval une transition entre les auges montagnardes aux modelés rocheux, avec leurs profils heurtés, et les vallées du versant oriental tapissées de moraine.

Nettement plus enfoncé que les vallées installées dans les gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun (970 m au débouché du lac Gjende, 800 m au sud de Randsverk, 600 m au confluent du Murudal), le Sjodal présente en effet une succession d'ombilics surcreusés et de verrous à roches moutonnées façonnés dans les quartzites et les roches du Jotun mylonitisées qui affleurent sur le côté ouest de la demi-fenêtre (Øv - et ned Sjodalsvatn, verrous de Besstrond, du Sjodalshaug,

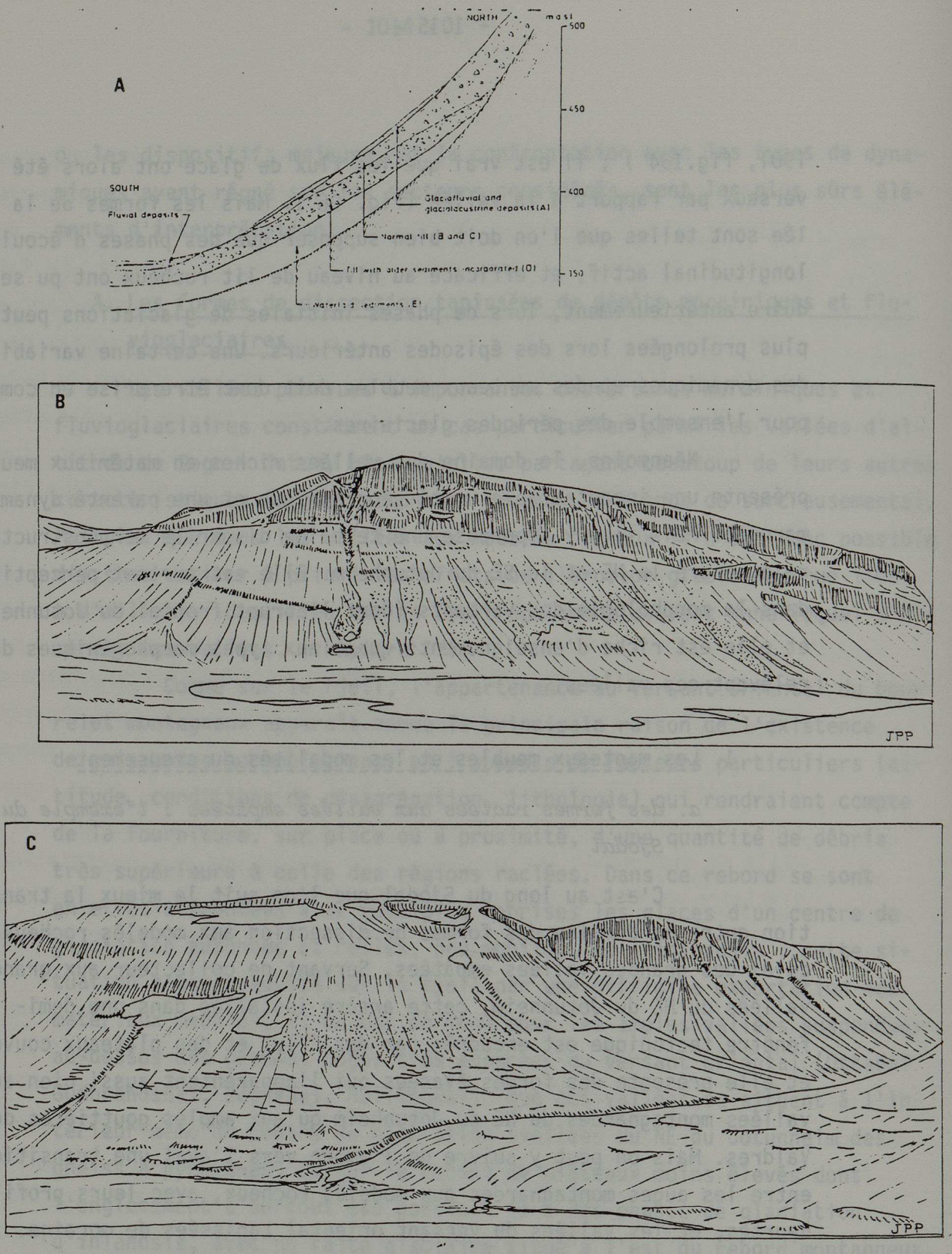


Figure 164 : Empâtement des bases de versants d'auges dans le Breheim (A) et le Jotunheim des plateaux (B,C).

A - Superposition de dépôts fluviatiles et morainiques interstadiaires et fini-glaciaires dans l'Ottadal à Skjåk (Hole et Bergersen, 1981).

B - le flanc SSE de la klippe du Graindane (1727 m.), vu depuis le Smådalsfjell : le Grindetjern (1138 m. premier plan) est retenu par des moraines de Rogen (non visible). Dispositif du même type qu'en B avec coulées de débris.

C - flancs SE du Smådal et du Hestebotn sous le Ranasongi (1900 m.) Corniche de roches du Jotum localement émoussée, échancrée par quelques formes de cirques (milieu) rasshars et niches de nivation, pentes de micaschistes tapissées d'éboulis partiellement vifs, et, plus bas, de moraine affectée par la solifluxion ; vers le bas : cônes mixtes (à gauche) et manteau fluvioglaciaire à kames et terrasses de kame.

de Hinnsaeter, du Riddarsprang...). Le calibrage lui-même est fort imparfait, et plusieurs éperons rocheux, spécialement dans le versant oriental, interrompent la relative régularité des versants convexo-concaves généralement peu inclinés. Si l'empâtement des parties amont est poussé (Leirungsdal, ph.167), il se fait nettement plus discret en aval de Gjende, sur les rives des ombilics lacustres, où la roche en place affleure en grande partie. Il ne redevient plus important que dans les secteurs élargis situés au droit des cols de diffluence et des vallées qui morcellent le massif du Refjell - Heimdalshø, à l'est. Il est vrai qu'à la couverture morainique des versants concaves (Jørgensen, 1964) et aux dépôts fluvioglaciaires plus ou moins remaniés du fond s'ajoutent quelques cônes de déjection étalés par les torrents descendus du Hinnfly, et par la Veo (Veomoen, fig.165). De courts tronçons en ligne brisée, eux-mêmes amples, empâtés et partiellement entaillés par une gorge de raccordement (Riddarspranget, tronçon SN prolongeant le Murudal) relient ce berceau irrégulier à l'auge profonde qui s'encaisse rapidement vers le Gubransdal, à l'est.

Comme nous avons pu le voir avec l'analyse de la situation au Pré-Boréal, le Sjodal doit à son alimentation par de grandes auges issues de massifs élevés (Leirungsdal, Gjende, Rundal) d'avoir été parcouru par de puissants glaciers de vallée, alors même que l'inlandsis considérablement réduit ne bloquait plus le mouvement de la glace vers le NE, et que de multiples langues diffluentes étaient émises vers l'est et vers le nord, en direction du lac Tesse (cf. supra, chapitre III, p.562). Bien que des situations de blocage se soient probablement produites dans cette vallée lors des maxima glaciaires, il est probable que des phases d'écoulement canalisé encore plus actives et prolongées aient pu se produire lors des phases initiales des glaciations, comme cela a été démontré dans les grandes vallées voisines par Bergersen et Garnes (1972) et Garnes (1979). Ainsi s'explique qu'une érosion efficace se soit exercée sur le lit rocheux, avec des surcreusements considérables, le calibrage restant cependant imparfait du fait des multiples diffluences.

Mais une telle efficacité du creusement implique que le mouvement de la glace ait pu affecter le lit rocheux lui-même. Les possibilités d'écoulement de la glace à l'extérieur du Jotunheim lors de certaines phases peuvent expliquer, malgré un raccord assez tortueux avec

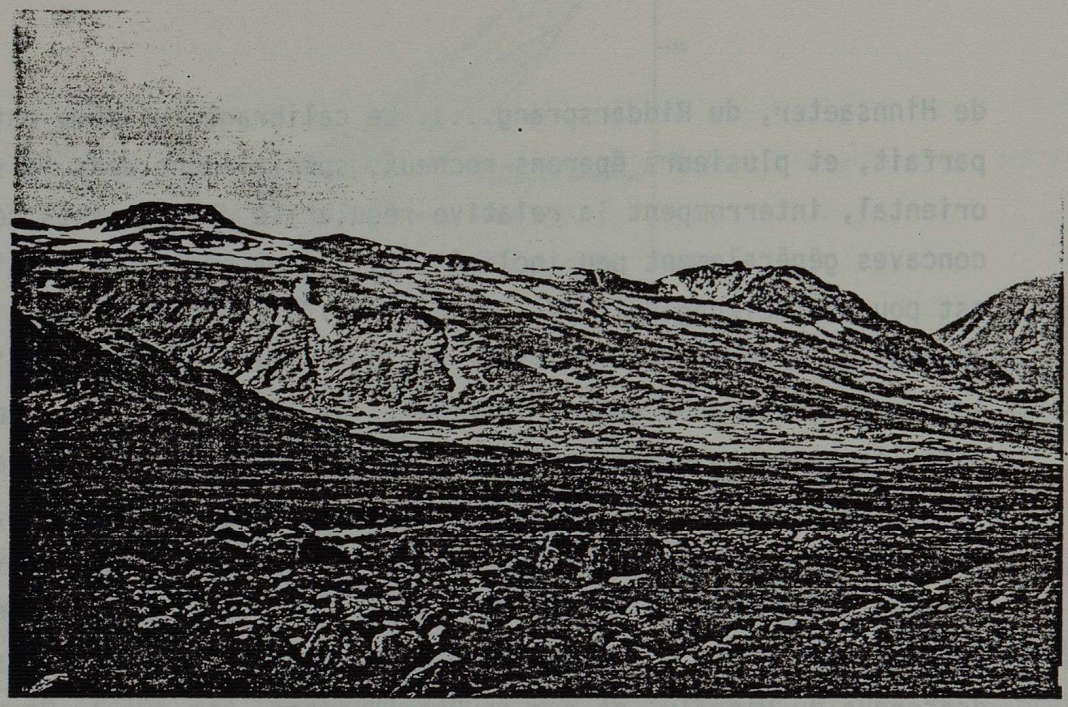


Photo 167 : Le Leirungsdal et le Høgdebrotet (2210m)

Ample vallée aux flancs tapissés de moraine de fond et de bourrelets latéraux passant à un champ de blocs sur le Steinfly, au-dessus de 1600m. Au premier plan : remplissage fluvioglaciaire, à l'amont du Sjodal.

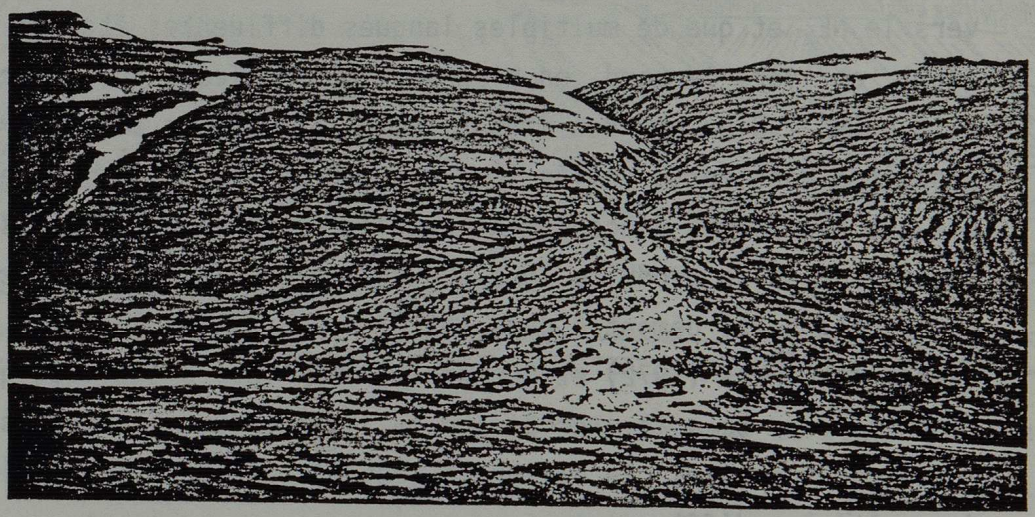


Photo 168 : Le flanc nord du Smådal sous le Grotåfly (massif du Kvitingsjølen).

Flanc d'auge tapissé de formations morainiques passant à un champ de blocs sur le "fly" au-dessus de 1550m. Important cône de déjection au débouché d'un des ravins entaillant le fly.

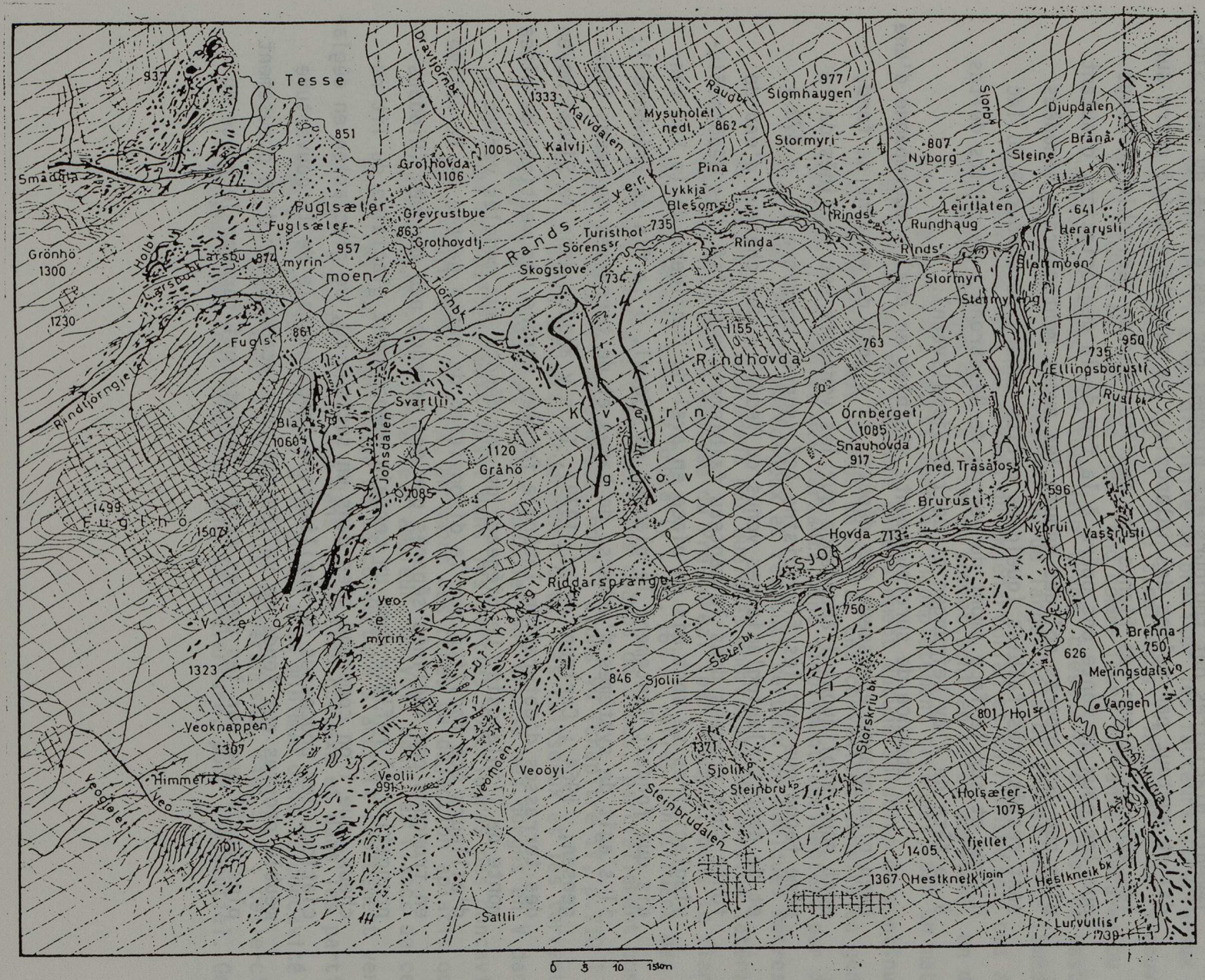


Figure 165 : Carte des dépôts et formations quaternaires du Sjodal moyen (Jørgensen, 1964).

1. aire uniformément couverte de moraine de fond.
2. couverture discontinue
3. dépôts fluviatiles
4. régolites
5. secteurs à solifluxion active
6. tourbière
7. terrasse de kame
8. esker
9. kame
10. kettle hole
11. chenal de drainage latéral
12. lit de torrent proglaciaire
13. blocs erratiques
14. courbes de niveau (équidistance 30 m.).
15. esker à blocs
16. kame à blocs
17. ravin dans le manteau morainique
18. canyon
19. cône de déjection

le système du Gudbrandsdal, l'importance de l'exportation nette de matériel et la dénudation relative de certains tronçons, associées aux marques d'une érosion glaciaire efficace. De plus, le haut Sjodal, qui doit l'existence de ses ombilics surcreusés à la confluence de plusieurs courants de glace issus du Jotunheim central (Leirungsdal, Gjende, Bessvatn) peut être considéré comme un prolongement de ce domaine montagnard, centre de glaciation autonome où ont prévalu des phénomènes d'exportation nette des débris et d'érosion du lit rocheux (tandis que sa partie aval a partagé l'évolution du NE du Jotunheim, dont les écoulements glaciaires ont toujours été bloqués par les glaces du haut Sjodal et surtout par celles des inlandsis). Ce caractère a été accru sur les verrous et sur les flancs des ombilics par un véritable délavage que les eaux de fonte ont opéré à la fin de la déglaciation, d'autant plus que les apports solides depuis les auges montagnardes dénudées sont restés très faibles (quelques petits eskers au débouché du lac Gjende et sur la face amont du verrou de Besstrond ; de petits deltas à la tête de l'Øv Leirungen et de l'Øv Sjodalsvatn).

L'absence de surcreusements visibles en aval s'accompagne d'une bien plus grande épaisseur des dépôts. Il s'agit de moraine de fond, dont nous expliquons l'abondance sur les versants peu inclinés de la même façon que sur les fly voisins (cf. supra, chapitre IV, p.670) et de dépôts fluvioglaciaires venus du Veodal ; des chenaux d'eau de fonte sont creusés dans le manteau faiblement mobilisé. Les dépôts fluvioglaciaires se sont mis en place en aval du confluent de la Veo tandis que fondait lentement le glacier du Sjodal, à la fin du Pré-Boréal ; il s'agit de systèmes d'eskers, de kames et de terrasses de kames (Jørgensen, 1964 ; Carlson *et al*, 1979). Il s'y ajoute dans le Sjodal moyen des terrasses d'obturation latérale formées contre les vestiges de glace monte de l'inlandsis. Le piégeage de ces dépôts aux modelés variés a d'ailleurs été facilité par la disposition de cette partie de la vallée en tronçons peu inclinés séparés par des verrous peu marqués (Riddarspranget) ; il reflète donc un certain aménagement glaciaire du lit rocheux, que l'on comprend bien dans un secteur où, de glaciation en déglaciation, les processus de mobilisation longitudinale de la couverture meuble propres aux fonds de vallée ont pu s'accompagner d'un creusement plus actif que sur les pentes et les replats qui forment le reste du

couloir.

b. les vallées montagnardes

Quelques unes des vallées empâtées de moraine et de matériaux fluvioglaciaires se trouvent au sein même des montagnes de gneiss à pyroxènes. Il s'agit du Smådal et du Veodal, amples vallées en berceau encaissés de 400 à 600 m en contrebas des coupoles et des "fly" à champs de blocs du Kvitingskjølen, du Smådalshø - Heranoshø, du Glittertind et du Nautgardstind (pl. 7). La principale des raisons pour lesquelles il a été difficile de préciser les facteurs structuraux de leur tracé (chapitre II, p. 301) tient dans l'importance de la couverture meuble qui tapisse leur fond comme leurs versants concaves ou convexo-concaves. Sur tout leur tracé, c'est-à-dire en aval de vastes cirques glaciaires (Veodal) ou de larges cols de transfluence (Smådal, dépourvu de tête au niveau du Skjenarvollan et du Finnshaïsen) ces auges sinueuses, larges de 2 à 4 km au sommet, sont en effet empâtées, en dehors de quelques courts éperons incomplètement tronqués, par un matériel meuble qui ne présente généralement aucune solution de continuité avec le matériel des champs de blocs. Les convexités sommitales généralament très amples des versants sont simplement accidentées par de multiples replats marécageux et ressauts herbeux de quelques mètres de hauteur, et localement par quelques bourrelets de moraine latérale édifiés lors de la poussée du Pré-Boréal (par exemple, dans le flanc nord du Smådal sous le Grotåfly , ph. 168) ; elles constituent des secteurs de transition entre les champs de blocs, partiellement constitués de matériel morainique, nous l'avons vu (chapitre IV, p.710) et les versants couverts proprement dits. Les ruisseaux et les torrents parallèles issus des hautes coupoles ont creusé des gorges en V dans ces convexités, mais aussi dans les parties supérieures des concavités de raccord avec le fond, en amont des cônes de déjection aplatis qui contribuent à accroître leur ampleur. On voit dans les flancs de ces entailles que l'épaisseur de la couverture s'accroît rapidement vers le bas, passant d'1 à 2 m dans la section convexe et dans les parties les plus raides (25-30°) à 10 ou 15 m au minimum dans la concavité (par exemple, dans le Smådal sous le Heranoshø, fig. 57) ; celle-ci apparaît dès lors inscrite dans la couverture, pour l'essentiel. On

est donc véritablement en présence d'un empâtement, correspondant au dépôt d'une épaisse moraine de fond dont les blocs inégalement émoussés sont emballés dans une matrice sableuse assez abondante. L'origine des matériaux est exclusivement locale (gneiss à pyroxènes surtout, une faible proportion de péridotites).

Cet empâtement est également la règle sur le fond, d'un bout à l'autre de ces vallées dont l'excellent calibrage s'accompagne d'une grande régularité dans le profil longitudinal. S'enfonçant brutalement dans le fjell, dès leur tête, comme toutes les vallées glaciaires (Linton, 1963), en laissant suspendues leurs rares et courtes vallées affluentes (Fossbotn et Finnshalsgrovi pour le Smådal ; cirque du Veobre, Veslglupen, Steinbudal et Stornautgarden pour le Veodal), ces auges de pente faible (respectivement 7 et 12 °/oo) ne présentent en effet aucune rupture de pente, aucun verrou, aucun surcreusement visible ; elles sont cependant suspendues au-dessus du lac Tesse et du Sjodal, par l'intermédiaire de larges et lourds verrous - gradins eux-mêmes complètement empâtés par la moraine (par exemple, au débouché du Smådal : ph. 106). Les chenaux instables, partiellement anastomosés, encombrés de galets, de la Smådøla et de la Veo serpentent sur un large "valley - train" au milieu du fond concave ou plat de ces vallées, en laissant sur leurs côtés de multiples étangs ou dépressions marécageuses dont les fourrés de saules contrastent avec le tapis ras à Vaccinium, Empetrum et Betula nana qui couvre les croupes voisines. Celles-ci, hautes d'un à quelques mètres, sont constituées tantôt du même matériel morainique qui tapisse les versants, tantôt de matériaux fluvioglaciaires plus émoussés, du même type que ceux du lit actuel des torrents (Carlson *et al*, 1979). Il s'agit pour une part de courts bourrelets morainiques, tantôt anarchiques et rappelant ceux du Valdresfly (partie amont du Smådal, cf. supra, chapitre IV, p.673), tantôt organisés transversalement à la vallée et formant des ébauches de moraine de Rogen (Smådal entre le Smådalsvatn et Smørli). A ces dépôts, dont les formes sont liées aux effets des derniers mouvements de la glace sur son substratum meuble, s'ajoutent ou se mêlent ceux dont la mise en place est liée à la dynamique fluvioglaciaire ; occupant une place particulièrement importante dans le Veodal, ils témoignent surtout de circulations sous-glaciaires organisées au sein de la masse de glace

morte qui a persisté plus longtemps dans cette vallée que dans le Sjodal à la fin du Pré-Boréal. Il s'agit de kames de toutes formes, que séparent de multiples kettle holes, et d'eskers sinueux dont certains atteignent 2 km de long (Veodal moyen, à Stalhytta); ces derniers existent également sur le fond du Smådal, dans sa partie moyenne. Ces formes cèdent la place dans l'axe de la vallée au "valley train" proprement dit, qui s'y emboîte légèrement en contrebas de berges d'un à deux mètres de hauteur. Le sapement postérieur à la fusion totale de la glace a contribué à l'alimentation des cônes et deltas qui s'étalent au débouché des vallées dans le Sjodal et le lac Tesse.

Malgré ces multiples irrégularités de détail, on reste frappé par la remarquable régularité d'ensemble des profils transversaux et longitudinaux de ces grandes auges. Mais il est généralement impossible de savoir si cette régularité caractérise également le lit rocheux, puisque celui-ci n'affleure nulle part dans les fonds. Nous pensons simplement, d'après la disposition oblongue de l'ensemble de dépôts fluvioglaciaires et l'élargissement local de la vallée, en contrebas d'une corniche rocheuse un peu plus brutale qu'ailleurs, qu'il existe un ombilic modérément surcreusé et remblayé dans le Veodal moyen, au niveau de Stalhytta, au débouché de l'auge affluente elle-même empâtée du Stornautgarden (pl. 7). Un tel surcreusement n'aurait rien de surprenant puisque, malgré l'importance des dépôts meubles, d'autres marques de l'érosion glaciaire sont évidentes dans ces vallées. Malgré leur appartenance au NE du Jotunheim, plus sec et moins élevé que le Jotunheim central, ces vallées ont en effet pu être parcourues par des langues de vallées actives à base tempérée, comme l'a été le Veodal au Pré-Boréal. De tels englacements ont sans doute été encore plus puissants lors des phases initiales des glaciations et des stades glaciaires (chapitre III). Ainsi, les versants présentent des tracés très réguliers, en liaison avec un excellent calibrage. Sur les extrémités des éperons tronqués sont visibles des modelés rocheux du même type que ceux qui ont été décrits dans les vallées de l'ouest (avec des traces d'arrachement, et de décompression : éperon du Buaberg,; corniches du Lønnsæterkamp et du Finnshalspiggen, dans le Smådal, fig. 57).

Tout le problème est de savoir si ces glaciers, rapidement bloqués dans leur progression vers l'est, tantôt par l'inlandsis, tantôt par le grand glacier du Sjodal, et incapables d'exporter active-

ment les matériaux meubles fournis par les massifs environnements tout au long du Quaternaire, ont pu exercer une action érosive importante sur le fond rocheux de leur lit, ou s'ils se sont contentés, comme lors de la fin de la poussée du Pré-Boréal, d'effectuer un remaniement assez superficiel du matériel, dont la déformation interne a pu assurer l'essentiel du mouvement de la glace (Boulton, 1979). Mais nous n'avons aucune information sur l'épaisseur des matériaux tapissant le fond même des vallées, en dehors des verrous - gradins terminaux, où elle est très grande, mais où l'on est sûr que l'érosion est restée faible. Il est possible que cette épaisseur soit moindre que dans les concavités basales, mais aucune coupe ne nous a permis de vérifier ou d'infirmer l'hypothèse d'un glissement et d'une érosion au niveau du lit rocheux. Seuls l'existence possible d'un ombilic légèrement surcreusé dans le Veodal, l'enfoncement brutal des parties amont, l'existence d'affluents suspendus - parfois de 200 à 300 m - et l'observation de modelés raclés sous 3 à 4 m de moraine en contrebas du verrou - gradin du Smådal (cf. supra- Chapitre IV, p.687) nous incitent à penser qu'une certaine érosion verticale a pu se produire sur le fond. On doit noter en tout cas, comme nous l'avons fait sur les plateaux de la même région, que la moraine de fond n'a subi qu'un faible transport, ce qui suggère à fortiori quele glissement sur le fond rocheux est resté modeste. Mais il est vrai que l'incorporation des matériaux fluvioglaciaires et torrentiels apportés depuis les massifs lors de chaque déglaciation et de chaque phase d'évolution subaérienne, comme à l'issue de la glaciation weichselienne, a contribué au renouvellement de ces matériaux d'origine proche, au fur et à mesure que se produisaient une exportation longitudinale et un certain tri par les eaux courantes. La couverture actuelle doit donc être interprétée comme un matériel en voie de transit lent, momentanément bloqué - sauf le long des torrents - et son existence n'est pas contradictoire avec un bilan érosif net, de même que sur les surfaces culminantes couvertes.

Dans ces conditions, il serait hasardeux d'assimiler sans précautions ces vallées à des formes "paléiques", c'est-à-dire à des formes préglaciaires à peine retouchées. On notera d'ailleurs qu'elles sont suspendues au-dessus du lac Tesse et du Sjodal à des altitudes inégales (1100 m pour le Smådal, 1200 m pour le Veodal) en contrebas

des principaux "fly" du Sjodal (1400 à 1500 m), sans pour autant se rattacher nettement aux replats qui bordent le Sjodal vers 1100 m d'altitude (Grâhø - Veofjell, ph. 106). On peut simplement penser que si des vallées préglaciaires se sont raccordées à un aplanissement partiel situé à ce niveau ou un peu plus haut, elles sont restées faiblement surcreusées en raison des conditions dynamiques qui viennent d'être évoquées, et de la lithologie, avec des gneiss à pyroxènes plus rebelles au creusement linéaire que les roches métasédimentaires et les mylonites qui affleurent le long du Sjodal. Le surcreusement a probablement été plus important à l'amont, dans les segments qui, situés au pied de massif présentant des englacements locaux puissants, ont évolué de la même façon que les autres vallées du Jotunheim (cirques du Veobre, du Fossbotn, cf. supra, p. 853).

c. des auges d'altitude ouvertes sur les plateaux orientaux

Ces remarques sont également vraies pour les vallées qui dissèquent le front oriental de la nappe du Jotun et s'enfoncent modérément dans le plateau du Valdres avant de rejoindre les grandes auges surcreusées du sud-est norvégien (Vinsterdal, Slidre, Begnadal, Hallingal). Qu'il s'agisse des auges évasées qui dissèquent le massif du Refjell - Heimdalshø (Griningsdal, Sikilsdal, Heimdal), ou de celles qui découpent le rebord des hauts plateaux du Jotunheim méridional au-dessus du Valdres (Sanddal, Helin, Smâdal - homonyne de celle du NE du Jotunheim - , Hemsedal), elles se présentent toutes comme de larges berceaux parfaitement calibrés ; leurs flancs concaves sont couronnés par des corniches rocheuses tabulaires plus ou moins puissantes (par exemple, le Smâdal et son affluent de Hestebotn : fig. 164), et soulignent la superposition des roches du Jotun, de la sparagmite du Valdres et des "phyllites". Au nord du Begnadal, les corniches s'effacent parfois, mais les rebords convexes des fly servant de piedestal aux sommets sont localement accentués par les moraines latérales du Pré-Boréal (Griningsdal, Sikilsdal, Heimdal).

Issues de cols de diffluence (vallées du Refjell - Heimdalshø), de systèmes transfluents complexes, ou de bouts du monde enfoncés de 300 à 500 m dans les plateaux bosselés du Jotunheim mérirional, ces vallées présentent des profils longitudinaux peu inclinés (10 à 12 °/oo et moins pour le Hemsedal en aval de la confluence du Mørkedal et du

Grøndal) jusqu'à leur jonction avec les gouttières très faiblement surcreusées du Valdres, vers 850 m d'altitude, ou jusqu'aux verrous gradins dominent les grandes auges (Hemsedal à Gol). En dehors du Hemsedal, qui ne présente aucune contrepente notable, malgré l'existence de demi - verrous de micaschistes (en amont et en aval du village de Hemsedal), ces vallées possèdent pourtant presque toutes des ombilics surcreusés très allongés, occupés par des lacs étendus (Grinningsvatn et Ingulssjøen, Sikilsdalsvatn, Øvre et nedre Heimdalsvatn, auxquels on peut apparenter le vaste ombilic du lac Vinstra, évoqué dans le chapitre précédent ; lac Helin et Storfjord, creusés entre la masse principale de la nappe du Jotun et la klippe du Grønsennknipa). Une fois encore, la présence de puissantes accumulations morainiques et fluvioglaciaires, auxquelles est en partie liée la magnifique régularité de ces vastes berceaux, n'est pas contradictoire avec l'intervention de phénomènes de surcreusement.

En dehors des corniches rocheuses sommitales, qui constituent la principale originalité de ces vallées, et qui confèrent son aspect caractéristique au front oriental de la nappe du Jotun (fig. 62), les associations de formes et de modelés sont analogues à celles que nous avons décrites dans les autres vallées empâtées de la région ; on note un épaississement croissant du manteau morainique depuis les corniches ou même des croupes raclées de micaschistes (Smådalsfjell, entre le lac kelin et le Smådal) vers les concavités basales de versants, et le passage, vers l'axe de la vallée, à des formations plus variées. Celles-ci sont parfois de nature morainique, par exemple, dans le col de diffluence qui, au pied de la klippe du Grindare, sépare le Smådal du lac Helin ; ici, un petit système de moraines de Rogen disparaît en partie sous les eaux du petit Grindetjørn (fig. 164). Dans ce cas, la situation dans un col explique qu'aucune accumulation fluvioglaciaire ne soit venue se superposer à ces formations qui sont liées aux derniers mouvements de la glace vers l'est. Le plus souvent, ce sont des dépôts et des modelés fluvioglaciaires qui affleurent sur le fond amplement concave des vallées,soulignant ainsi l'importance des dernières phases de la déglaciation - ici, la fusion des glaces immobilisées entre les plateaux du Jotunheim méridional et les vestiges de l'inlandsis - dans la mobilisation, le transport et le dépôt de matériaux meubles venus du fjell, des versants et du fond des vallées. Ces dépôts

forment de magnifiques topographies de glace morte, eskers, kames, terrasses de kame, et terrasses d''obturation dont toute la gamme est représentée dans le Heimdal (ph. 89) et dans le Smådal (par exemple, au débouché du petit vallon et bout du monde du Trongebytti, entaillé dans la corniche septentrionale du Rankanosi, près de la tête mal définie de la vallée fig . 164). Associés à de petits cônes de déjection torrentiels (par exemple, au confluent du Hestbotn et du Smådal (fig. 164), ils peuvent être très épais, si l'on en juge par les coupes que fournissent quelques carrières du Hemsedal dans les bourrelets morainiques irréguliers qui en parsèment le fond (6 à 8 m et plus). Ils sont cependant plus minces sur les flancs plus ou moins raides des grands ombilics surcreusés, comme sur ceux du nedre Heimdalsvatn et du Lac Helin, où seuls quelques cônes de déjection masquent la roche en place. Ces ombilics occupés à l'amont par de petits deltas correspondent à des secteurs de rétrécissement et d'accélération des courants de glace qui se sont écoulés vers l'est lors des phases où la masse principale de l'inlandsis n'était pas encore ou n'était plus un obstacle ; ils font apparaître par contraste les tronçons empâtés, aux pentes plus régulières, comme des secteurs, où les courants de glace sont restés plus lents, limitant surtout leur action au transport à courte distance d'un matériel morainique difficilement exporté. L'action de la glace sur la morphologie de ces tronçons de vallées n'est cependant pas nulle, ne serait-ce qu'en liaison avec le transit global de matériel d'origine proche effectué au fil des séquences glaciaires et interglaciaires, en particulier depuis les versants, dont l'aspect témoigne de puissantes actions de calibrage et de raidissement.

2. Les modelés des versants couverts et le calibrage

En dehors même des surcreusements, des altitudes plus ou moins inégales des vallées empâtées, et des particularités d'organisation (diffluences et transfluences à l'intérieur même du rebord oriental du Jotunheim), le magnifique calibrage des vallées empâtées témoigne d'une érosion glaciaire importante. L'acquisition du profil en auge est d'autant plus spectaculaire que la structure s'y prête (empilements tabulaires de roches du Jotun plus ou moins massives, de quartzites et de micaschistes, ces derniers étant au demeurant faiblement entail-

lés, sauf exceptions comme celle de l'ombilic de Vang). Mais elle intervient également lorsque les vallées entaillent sur toute leur hauteur une seule unité (Smâdal et Veodal, dans le NE du Jotunheim). Les processus de façonnement sont sans doute du même type que dans les vallées à modelés rocheux, mais il est remarquable de constater que les glaciers à semelle sans doute très chargée qui ont parcouru ces vallées ont laissé sur les versants d'importants placages morainiques, et ce jusque sur des pentes avoisinant 30°.

Certes, il ne s'agit pas toujours de moraine de fond. Dans les vallées du nord-est du Jotunheim et du Refjell - Heimdaslhø, on note un passage progressif de la moraine de fond qui tapisse les concavités basales à des systèmes de moraines latérales édifiées à des niveaux décroissants lors de la poussée du Pré-Boréal et du retrait qui a suivi (Carlson *et al*, 1979 ; ph. 168). L'édification de ces replats et bourrelets multiples hauts de quelques mètres à 10 - 15 m et plus atteste l'importance de la mobilisation en bordure des grandes langues de vallée des matériaux déposés antérieurement dans les versants, mais aussi, sans doute, de ceux qui sont descendus des rebords convexes ou abrupts des fly, ou depuis les corniches rocheuses. Dans les grandes vallées du SE du Jotunheim, où il ne semble pas y avoir eu de poussée aussi puissante au Pré-Boréal (cf. chapitre III), on note simplement un amincissement progressif du manteau morainique vers le haut des versants, que ce soit sur des croupes raclées en position d'interfluves (Smâdalsfjell), ou sous les corniches rocheuses, là où les pentes dépassent 30 à 35°. Dans ce dernier cas, la transition avec les formations de pente est particulièrement difficile à définir.

Elle l'est d'autant plus que ces matériaux ne sont pas toujours restés en place depuis la déglaciation. Mis à part le fond et les basses pentes du Hemsedal et de l'ombilic du lac Helin, l'ensemble du domaine considéré appartient à l'étage supraforestier, et connaît des conditions bioclimatiques du même type que celles qui règnent sur les plateaux et le fly voisins à des altitudes analogues (entre 850 et 1400 m, cf. supra, chapitre IV). En dehors des entailles de ruissellement actuelles ou non fonctionnelles (anciens chenaux d'eau de fonte) qui balafrent de nombreux versants à convexité sommitale (Smâdal et Veodal, dans le NE du Jotunheim, ph. 168), les phénomènes de mobilisation restent absents ou minimes sur les pentes inférieures à 10 ou 15°. Ils sont cependant plus importants sur les croupes schis-

teuses comme celle du Smâdalsfjell, ou existe un mince manteau morainique riche en plaquettes de schistes et en fines provenant de leur désagrégation : les formes de solifluxion y sont très fréquentes. Le caractère plus grossier de la moraine à éléments du Jotun qui domine ailleurs explique que les phénomènes de solifluxion y soient moins fréquents, malgré la rétention de l'eau et les imbibitions prolongées qu'autorisent les taches de neige et les horizons tourbeux plus ou moins épais présents sur beaucoup de petits replats. Ils n'apparaissent et ne se généralisent en fait que sur les pentes de 15 à 25°, surtout celles qui sont tournées au nord, où ils se traduisent par des systèmes étendus de loupes, de guirlandes, de bourrelets et de replats herbeux attestant un intense remaniement superficiel de la moraine (par exemple, à la base du versant nord du Rankanosi, dans le Smâdal, ph. 214 ou encore le versant NE du ranasongi, également dans cette vallée : fig. 164). On notera d'ailleurs que ces deux exemples concernent le Smâdal du sud, celui qui s'enfonce en partie dans les micaschistes sous-jacents à la nappe du Jotun, et que la moraine y est de ce fait plus riche en fines que dans le Smâdal du nord-est du Jotunheim, où ces phénomènes sont moins fréquents.

Dans les versants à corniches, qui constituent la majorité des cas, ces phénomènes apparaissent relativement mineurs par rapport à ceux qui affectent les pentes supérieures. On note en effet un passage tantôt progressif, tantôt brutal, du manteau morainique colonisé par la végétation à des tabliers ou des coulées de débris anguleux plus ou moins pauvres en matrice qui sont visiblement descendus des corniches sommitales, sans doute en incorporant au passage des éléments morainiques restés accrochés aux pentes inférieures à 35°. Ces tabliers présentent exactement les mêmes types et associations de modelés que ceux qui ont été décrits dans les versants riches en formations de pente du Jotunheim et des Lofoten - Vesterâlen. Il s'agit parfois d'éboulis simples, par exemple, dans le haut de la concavité qui relie la corniche du Grindare au col du Grindetjørn (fig. 164). Plus souvent, ce sont des systèmes de coulées de débris coalescentes, voire des dépôts d'avalanches qui "bavent" plus ou moins dans les concavités basales occupées par la toundra. Les coulées fraîches y sont fréquentes, ce qui montre que la mise en place de ces tabliers se poursuit actuellement.

On constate dans tous les cas qu'elles se forment sous des corniches entaillées par des anfractuosités multiples qui ont contribué à fournir des débris mais n'ont pas constitué des pièges à neige trop considérables. En effet, sous les niches de nivation aménagées à la faveur de vires ou de rentrants importants dans ces corniches, ainsi que sous les entonnoirs ou les rares rasskars qui les échancrent, ce sont de véritables entailles torrentielles ou de véritables couloirs qui entaillent les versants, avec à leur base de petits cônes de déjection qui accentuent encore les concavités (fig. 164).

Au total, les phénomènes de décohésion et de désagrégation subaérienne paraissent assez limités, et ne concernent que les corniches rocheuses; ils doivent cependant être pris en compte dans l'explication des modelés des corniches comme dans le bilan des processus de calibrage et d'évidement des vallées. Ils participent en outre à la fourniture des débris qui tapissent les vallées et qui sont progressivement triés et exportés au fil des épisodes glaciaires et interglaciaires. Mais à conditions et à durées égales, cette fourniture n'est guère plus abondante que dans les vallées aux modelés rocheux, et c'est dans les différences de dynamiques glaciaires, liées à la configuration géographique d'ensemble, que réside l'origine du contraste entre les deux types de formes. Les lithologies sont d'ailleurs du même type que celles qui donnent lieu à des modelés de raclage frais sur l'autre versant du bourrelet et ne peuvent aucunement rendre compte de cette opposition. Le problème se pose cependant en des termes partiellement différents pour les formations meubles non dérangées qui caractérisent d'autres secteurs, spécialement sur la façade maritime (Lofoten - Vesterâlen).

B. Modelés d'altération, dissection et différenciation morphologique

La place des régolites en place dans les formes de dissection est restreinte, y compris dans les parties des entailles où une mobilisation des débris ne suit pas immédiatement la décohésion et la désagrégation sous le seul effet des processus de pente. *La faiblesse ou l'absence des formations macrogélivées* se comprennent bien, puisque les basses pentes et les fonds de vallées se situent partout au-dessous

de la limite inférieure des formations équivalentes du fjell, en dehors de quelques vallées et cirques actuellement englacés (1200 à 1500 m dans la plus grande partie du Sogn - Jotun, 180 à 300 m dans la région des Lofoten - Vesterâlen). Les régolites en place sont surtout représentées par *des produits de désagrégation granulaire ou d'altération*, inégalement répartis et d'épaisseur variable, au sein de formes qui ne présentent par ailleurs que de simples modelés d'altération superficielle. Le problème est de savoir si les caractères et la répartition de telles altérites sont interprétables en fonction de la durée et des conditions d'altération post-glaciaire (avec une expression des différences d'altérabilité des roches et des possibilités d'intervention de l'eau) ou si elles représentent des formations héritées, incomplètement raclées. La seconde hypothèse est riche d'implications quant au rôle effectif des glaciers dans la genèse des formes de dissection concernées. A cet égard, la démarche la plus instructive est une comparaison des phénomènes d'altération entre les entailles typiquement marquées par le creusement et le calibrage glaciaires (les cirques et la plupart des entailles linéaires au sein des montagnes et des hauts plateaux) et les formes de creusement plus variées des régions de relief aéré, où se concentrent la plupart des altérites.

1. Une altération absente ou limitée dans les systèmes d'entailles des montagnes et des hauts plateaux.

a. La nudité des fonds de cirques : une explication lithologique ?

Le façonnement des cirques s'accompagne, nous l'avons vu, d'une intervention généralisée des agents mécaniques sur la roche saine. L'absence d'altérites au sein de toutes ces entailles, qu'elles que soient leur configuration et la lithologie, indique par conséquent que l'altération postérieure au retrait de la glace, qui s'est exercée pendant 8500 ans (cirques non englacés du Sogn - Jotun) à 10 000 ou 12 000 ans (Lofoten - Vesterâlen) n'a pas pu dépasser le stade d'une simple altération superficielle, et ceci quels que soient l'altitude du fond et des basses pentes, et le type de milieu auquel ils appartiennent.

Il est vrai qu'aux facteurs déjà avancés pour rendre compte

de la faiblesse des phénomènes d'altération sur les parties raclées du fjell (cf. supra, chapitre IV, p. 651) peut s'ajouter une particulière résistance des roches concernées. En effet, les cirques glaciaires entaillent surtout les massifs montagneux. Or, la position saillante de ces derniers n'est généralement pas explicable par les seules actions glaciaires, ce qui implique une résistance au creusement, à l'aplanissement et à l'altération supérieure à celle des unités voisines. Les modelés que présentent ces massifs ne sont cependant guère représentatifs de cette résistance, comme nous l'avons montré plus haut. Ainsi, les sommets de gneiss à pyroxènes du Jotun doivent leur puissante désagrégation en blocs à une gélifraction particulièrement intense et prolongée, tandis que les orthogneiss du Jostedalsbre doivent leur nudité à un raclage glaciaire très puissant et récent ; les massifs montagneux des Lofoten - Vesterâlen doivent pour la plupart une telle nudité à la vigueur des pentes façonnées par les glaciers. De nombreux facteurs autres que l'inégale altérabilité des roches sont donc susceptibles d'intervenir pour expliquer l'absence d'altérites dans les fonds de cirques. D'ailleurs, l'état des roches qui affleurent dans les cirques est le même lorsque ces cirques entaillent des massifs moins élevés dont les flancs et les surfaces sommitales présentent par ailleurs les marques d'une désagrégation granulaire et d'une altération intenses (par exemple, les cirques entaillés dans les mangérites du sud de Vestvågøy ou du nord de Hadseløy) : l'argument de l'inégale altérabilité est donc tout à fait insuffisant.

La structure et ses incidences sur les modelés rocheux des cirques ne sont cependant pas sans effets sur l'intervention de l'altération après la déglaciation. Nous avons constaté partout que la roche est saine ou ne présente qu'une très faible altération superficielle dès qu'elle constitue des affleurements massifs - roches moutonnées aux polis glaciaires souvent intacts, et surtout dalles lisses individualisées le long des diaclases courbes de moins en moins inclinées vers la base des versants et le fond des cirques. La brièveté des temps de séjours de l'eau, une pénétration difficile sur des surfaces dont les pores sont bouchés sous l'effet de l'abrasion sont sans doute responsables de cette situation. On constate simplement, le long des diaclases ouvertes où l'eau circule et peut être retenue plus longtemps

la formation d'une patine de teinte rouille et la mise en relief des feldspaths par rapport aux minéraux ferromagnésiens, sur quelques dizièmes de mm de hauteur (par exemple, dans les mangérites du massif axial de Flakstadøy, ou dans les migmatiques du massif d'Utskår, sur Langøy) ; la même rugosité est sensible sous les mousses et les lichens noirs accrochés à ces grandes dalles à l'emplacement des filets d'eau qui s'y constituent lors des pluies ou à la fonte des neiges. La faible macrofissuration rend en outre les voies de pénétration de l'eau moins nombreuses que dans les autres parties de ces massifs, qui peuvent présenter en d'autres sites les marques d'une altération plus poussée (mangérites et orthogneiss monzonitiques, migmatites des Lofoten Vesterålen). Ces facteurs sont probablement déterminants, ce qui explique que ces modelés se rencontrent sur des roches de natures très variées (migmatites, mangérites, gabbros, simplement marqués par une plus forte altération superficielle de teinte rouille, comme dans le massif de Selvåg, sur Langøy, paragneiss quartzo - feldspathiques de faciès granulite : Austvågøy). Ces caractères restent les mêmes quelle que soit la texture, orientée ou non, des roches (ressauts à diaclases courbes dans les mangérites orientées du cirque occidental de Kvalnes : éch. 655), et la porosité (de 0,5 % de porosité à l'eau pour les migmatites du massif d'Utskår à 2,1 % de microporosité au mercure pour les mangérites du versant est des Storurtindene, sur Flakstadøy).

Les phénomènes d'altération superficielle sont moins limités sur les surfaces inégales qui, dans les basses pentes et les fonds des cirques correspondent aux roches moins massives - pointements irréguliers ou couloirs de fractures. Ainsi, dans les cirques qui entaillent les mangérites et les orthogneiss monzonitiques inégalement divisés du nord de Flakstadøy, de Vestvågøy, de Hadseløy, de Langøy, nous avons partout remarqué une altération superficielle affectant les pointements rocheux sur 2 à 3 cm d'épaisseur ; elle se traduit, comme sur les plateaux qui tronquent les mêmes roches (chapitre IV) par la formation d'un cortex friable de teinte rouille et par la présence d'une patine d'hydroxydes ferriques sur les faces des diaclases (par exemple, dans les mangérites pourtant peu poreuses des cirques qui éventrent les Himmeltindene, sur Vestvågøy : éch. 553, 0,6 % de porosité à l'eau ; ou encore dans celles du cirque du Skottind, où la porosité à l'eau atteint 1,8 %). Cette altération s'accompagne d'un léger émoussé des angles

et des arêtes, et elle est favorisée par la présence de lichens qui prolongent l'humectation. De bonnes conditions d'humectation peuvent d'ailleurs autoriser une altération plus poussée ; nous n'avons que rarement pu le vérifier sur la roche en place, dans les creux où la pénétration de l'eau est favorisée par les fractures et les diaclases rapprochées qui ont également guidé l'érosion mécanique ; la tourbe ou de petits paquets morainiques masquent en effet ces passées. Mais sur Flakstadøy, la route reliant Napp à Myrland, recoupe la base de l'éperon d'orthogneiss monzonitiques du Storsandnestind qui domine le cirque complexe de Myrland (pl. 1); sous couverture herbeuse, une passée très diaclasée (18 à 20 diaclases par m : éch. 325) y est complètement réduite en esquilles, en plaquettes restées en place, mais prises dans un matériel fin sablo-limoneux, brun-rouge issu d'une altération le long des diaclases. On ne retrouve la roche saine qu'à 2 ou 3 m de profondeur. A proximité immédiate de cette étroite zone d'altération pénétrante, des passées moins divisées sont saines jusqu'en surface. A l'influence de la densité de diaclases, qui conditionne l'importance des surfaces de contact de l'eau avec la roche, s'ajoute celle des autres conditions du séjour de l'eau. C'est ce que nous avons pu vérifier dans un éboulis au pied de l'éperon qui domine Stokmarknes entre les deux cirques entaillant le Storheia et le Hadselås (Hadseløy, pl. 3). Les roches ferromonzonitiques, gneissiques (alignements de biotite et d'amphibole), à grain grossier, qui sur le plateau sont intensément désagrégées, sont ici débitées en blocs de 30 à 200 cm de longueur, peu aplatis, sans clivages correspondant au litage. Dans les passées en openwork, ces blocs sont simplement blanchis en surface, et légèrement fragilisés sur quelques cm d'épaisseur ; inversement sous la couverture tourbeuse du bas de l'éboulis et dans la matrice terreuse des niveaux inférieurs, des blocs de 40 à 50 cm sont complètement désagrégés en plaquettes et en esquilles, se délitant elles-mêmes en gravillons polycristallins de 1 à 3 mm.

Ces observations ont été réalisés à basse altitude (entre quelques mètres et 250 m d'altitude) à travers toute la région des Lofoten Vesterålen, dans des cirques évacués par la glace depuis le milieu ou la fin du Tardiglaciaire. L'altération superficielle n'apparaît généralement pas plus importante, pour un type lithologique donné, que

sur les pointements rocheux des plateaux et des reliefs situés entre 300 et 500 m d'altitude, ce qui ne permet pas de confirmer ici le gradient d'ailleurs peu net établi par R. Dahl (1967) dans les montagnes de la région de Narvik. Elle nous est partout apparue beaucoup plus faible dans les cirques qui entaillent les montagnes et les hauts plateaux du Sogn - Jotun, à des altitudes plus élevées, au-dessus de 1000 à 1400 m. Les observations y sont d'ailleurs beaucoup plus malaisées, puisque la majeure partie de ces cirques est encore englacée ou l'a été très récemment; il est donc difficile d'établir une comparaison entre les deux régions à ce point de vue.

La seule masse fortement altérée que nous ayons identifiée à l'intérieur d'une entaille de style alpin l'a été dans le massif des Himmeltindene, au fond du rentrant d'Utakleiv (pl. 2), à 35 m d'altitude. Une petite carrière abandonnée recoupe le flanc sud d'un petit éperon de mangérite à grain grossier, non orientée (éch. 550) dominant un sillon taillé dans une bande gneissique EW au débouché d'un vallon pentu, sorte de cirque allongé peu net échancrant le flanc ouest des Himmeltindene. Sur 6 m de hauteur, les orthogneiss sont désagrégés en une arène grossière, isovolumétriques, à sables et gravillons polycristallins, sous un mince niveau brun clair à blocs et cailloux anguleux emballés dans une matrice sableuse ; celui-ci est surmonté par un horizon organique noirâtre, sous une pelouse rase (fig. 166). Ce niveau superficiel, sur lequel se trouvent également des blocs tombés des ressauts sus-jacents, représente un mince placage de moraine de fond. Latéralement, le passage des orthogneiss aux mangérites grossières non orientées, peu divisées (1 à 4 diaclases par m) se traduit par la multiplication des boules restées saines. La faible fraction argileuse de l'arène est surtout composée de vermiculte, et d'un peu d'illite mica trioctaedrique (éch. 549, prélevé à 5 m de profondeur) : c'est dire qu'il s'agit d'une arène peu évoluée, peu différente par sa composition de celles que nous avons trouvées sur les plateaux; seule l'épaisseur diffère. Le passage à la roche saine en profondeur n'a pas pu être observé ici. L'exception que représente celle altérite parmi les cirques peut être rapprochée des caractéristiques de l'entaille où elle se situe : on ne trouve en effet aucune trace d'englacement local dans le vallon, ni au fond de la partie est de l'amphithéâtre d'Utakleiv, qui a simplement été parcouru lors des maxima glaciaires

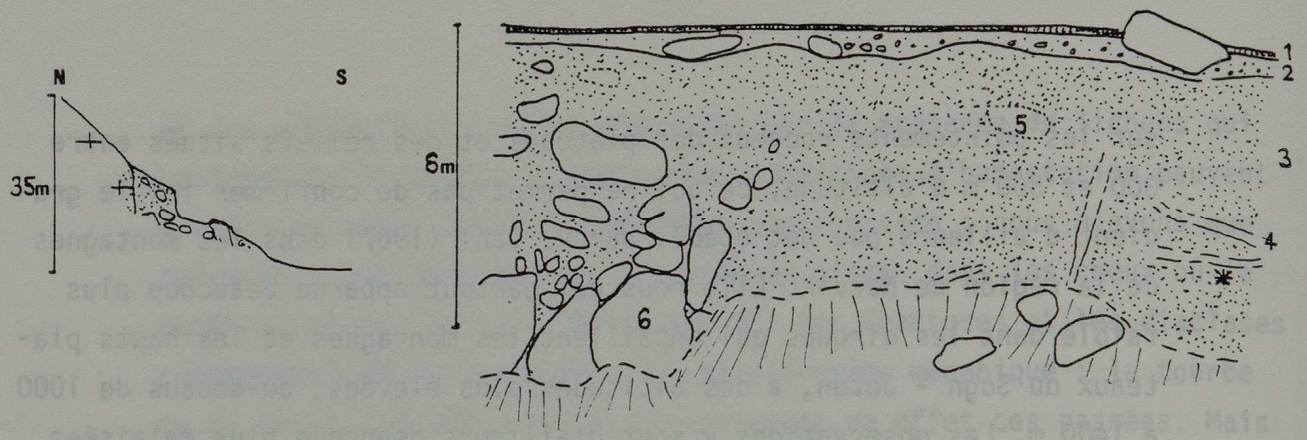
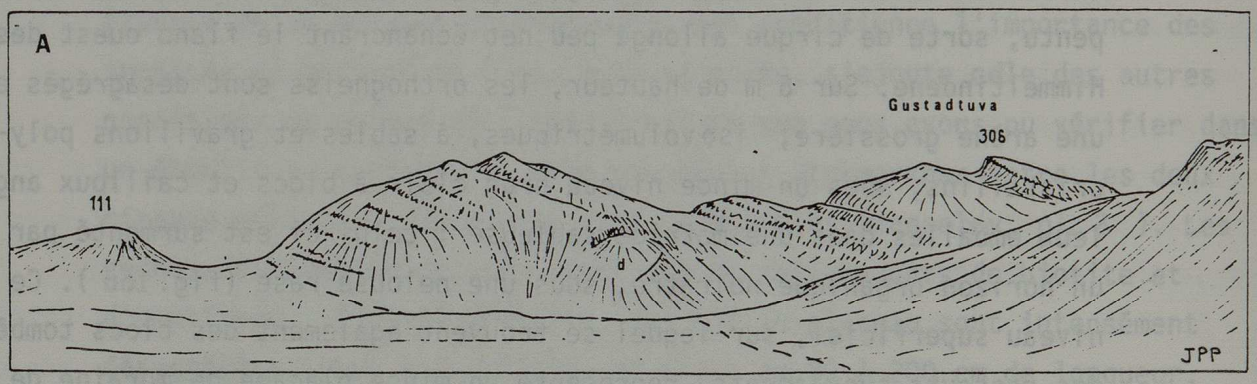


Figure 166 : Mangérites et orthogneiss monzonitiques altérés au fond du "cirque" d'Utakleiv (Vestvågøy); altitude : 35 m.
1 : horizon organique noirâtre ; 2 : horizon brun clair à blocs et cailloux anguleux et matrice sableuse (blocs erratiques et blocs éboulis) ; 3 : arène (astérisque : échantillon 549) ; 4 filon désagrégé ; 5 : fantôme de boule ; 6 : boules correspondant à une passée mangéritique non métamorphosée.



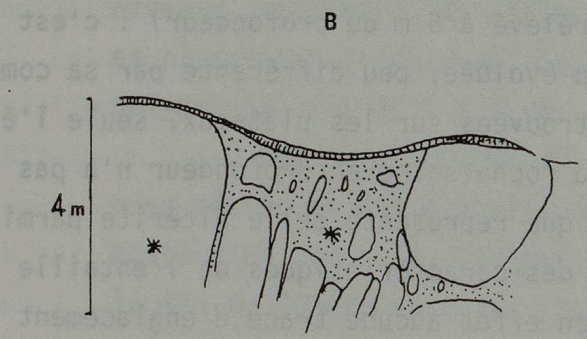


Figure 167 : Modelés des gabbros à l'extrémité sud du massif de Selvåg (Langøy ouest).

A - Structures stratiformes dans le massif du Gustadtuva (système de joints en pandage WNW), va vers le SW depuis Grimstad ; tiretés : contact gabbro-paragneiss ; d : dôme à diaclases courbes.

B - Arènes pénétrante dans une zone de fracture EW à l'ouest du col de Solheim ; arène grise, ocre le long des diaclases, à boules résiduelles, sous un mince horizon organique noirâtre ; astérrisque : échantillon 414 (roche saine) et 415 (arène).

par les glaces venues du sud depuis le col de diffluence de Haukland Utakleiv (pl. 2 et fig. 25.). Le fond du vallon ouest des Himmeltindene s'est trouvé à l'écart de ce courant de glace, tandis que son exposition WSW et sa faible profondeur ne lui ont permis de possèder un glacier local lors d'aucune phase glaciaire. Malgré une forme voisine de celle des cirques glaciaires, l'amphithéâtre d'Utakleiv ne doit donc pas son existence à un creusement par les glaciers locaux, et ce fait doit être retenu alors qu'on se trouve en présence d'une masse altérée tout à fait exceptionnelle et du même type que ce que l'on trouve en dehors des massifs montagneux de l'archipel (cf. infra). Il semble que le façonnement des cirques glaciaires proprement dits, qui implique d'une érosion glaciaire efficace sur le lit rocheux, soit incompatible avec l'existence d'altérites épaisses, quelle que soit l'altérabilité des roches (et dans le cas présent, l'altérabilité est élevée, comme nous avons pu en juger par la très forte altération superficielle des pointements rocheux et par l'existence de phénomènes de désagrégation granulaire sur les blocs incorporés au glacier rocheux d'Utakleiv, 300 m plus au nord ; Peulvast, 1981). L'altération post-glaciaire reste uniquement une altération superficielle, du type de la "déterration" définie par R. Dahl (1967) ; l'altération peut être plus importante le long des zones de fracture, comme nous l'avons vu à Myrland, mais il est moins sûr dans ce cas que le récurage d'altérites plus anciennes ait été complet. Quant à l'arène d'Utakleiv, sa localisation et ses caractères semblent en faire un volume resté hors d'atteinte de l'érosion glaciaire responsable de la sculpture "alpine".

b. les affleurements rocheux des vallées : dynamiques glaciaires et faiblesse de l'altération.

L'absence d'importants volumes altérés dans les vallées qui entaillent les hauts plateaux du Sogn - Jotun et les massifs montagneux des deux régions traduit également un récurage glaciaire intense et une faiblesse généralisée de l'altération post-glaciaire. En effet, elle caractérise tous les types de substratum, des roches du Jotun plus ou moins mylonitisées aux gneiss de l'ouest, en passant par les roches métasédimentaires calédoniennes, ou par les roches intrusives et métamorphiques variées de l'archipel des Lofoten - Vesterâlen. Du

même type que sur le fjell, l'altération superficielle peut avoir des effets spectaculaires sur certaines roches, comme les périodites et les pyroxénites du Jotunheim qui leur doivent la teinte rougeâtre de leurs affleurements. Mais elle a le plus souvent pour résultat des écaillages superficiels accompagnés d'une décoloration des micas - dans les pointements irréguliers de micaschistes et de calcschistes - ou la mise en relief millimétrique ou centimétrique des quartz ou des feldspaths par rapport aux ferromagnésiens, parfois accompagnée d'une fragilisation sur quelques mm - dans les roches grenues, orientées ou non. La mise en creux des ferromagnésiens est parfois plus importante, comme nous l'avons noté sur la rive est du lac Tyin, dans la zone de battement correspondant aux légères variations de niveau du lac, à 1078 m d'altitude. Les roches moutonnées façonnées dans les gneiss acides à amphibole au sud de Geiterenbui montrent une légère mise en creux des feromagnésiens, accompagnée d'une décoloration d'ensemble ; mais on note surtout la mise en creux, de 3 à 8 cm, de lentilles issues du bondinage de lits amphibolitiques plus ou moins concordants par rapport à la foliation. Ce phénomène est voisin de celui qui a été décrit par Dionne (1972) sur les anorthosites des rives du lac Saint-Jean (Québec). Des amphibolites sont également ameublies sur quelques cm, sous le voile de moraine de fond, dans le couloir de Kaupanger, au sein du massif du Sogn (ph. 25), tandis que les grenats sont fréquemment en relief sur les pointements rocheux, par rapport aux anorhtosites blanchises en surface.

Les phénomènes de dissolution sur les roches carbonatées sont d'une importance comparable (abords du Bøverdal). Mais nulle part, dans aucun type de roche, nous n'avons trouvé de volume altéré ou désagrégé dont l'épaisseur dépasse celle des cortex d'altération superficielle. La seule masse altérée qui ait été signalée dans le Sogn - Jotun l'a été lors du creusement d'un tunnel dans la sparagmite du Valdres, à 100 m sous la nappe du Jotun, au-dessus de Fortun (Rosenqvist, 1957) ; il s'agit d'une bande de 5 à 10 cm d'épaisseur, sur 5 m de long, correspondant à une brèche à montmorillonite di-octaédrique, et provenant de l'altération probablement hydrothermale d'une inclusion anorthositique, le long d'une fracture.

En dehors de ce derniers cas qui ne doit rien aux processus

de météorisation, la désagrégation est faible. Le façonnement des vallées au sein des massifs montagneux et des hauts plateaux s'est donc accompagné d'un raclage complet, même si les tranches de roche enlevées sont souvent assez modestes. L'altération n'y dépasse pas les valeurs qui ont été enregistrées pour des durées équivalentes, dans des conditions analogues, dans les montagnes de Laponie norvégienne (R. Dahl, 1967), du Nordfjord - Sunnmøre (E. Dahl, 1949), d'Ecosse (Godard *et al*, 1961) d'Irlande (Coudé, 1977), ou du Labrador (Godard, 1979, André, 1982). Les raisons et les implications en sont exactement les mêmes que celles que nous avons mentionnées en expliquant la faiblesse de l'altération sur les parties raclées en fjell (cf. supra, chapitre IV, p. 651). Une des conséquences en est l'absence de tout enseignement que pourrait apporter l'inégale importance des phénomènes d'altération - les différences intervenant plus à l'échelle des minéraux qu'à celle des types lithologiques - sur les processus non glaciaires de l'érosion différentielle. Tel n'est pas le cas dans les régions où l'existence de masses altérées importantes permet de poser le problème de l'érosion différentielle non glaciaire et de la conservation d'héritages antérieurs à la dernière glaciation.

2. Altération et différenciation morphologique dans les reliefs aérés de la façade maritime : dissection et défonçage des cloisons et des bas plateaux

A la différence des plateaux, où l'association locale de topographies douces et de régolites épais, non dérangés, a pu suggérer une certaine inefficacité de l'érosion glaciaire, les formes de défonçage et de dissection inscrites en contrebas présentent toutes, à des degrés divers, les marques du raclage glaciaire. La présence d'importants volumes altérés dans certaines d'entre elles ne contredit pas cette observation, puisque ces volumes sont toujours imbriqués parmi des pointements rocheux dénudés et raclés, et très souvent au sein de dépressions ou d'entailles dont les profils et l'organisation même montrent les traces d'aménagements glaciaires plus ou moins poussés. A cet égard, il existe peu de différences avec la morphologie des secteurs rocheux telle qu'elle a été dépeinte précédemment. Nous avons

cependant montré que de tels aménagements n'impliquent pas toujours l'enlèvement de tranches considérables de roches, et que pouvaient coexister des secteurs incontestablement surcreusés ou élargis par les glaciers, et d'autres où l'on assiste simplement au récurage plus ou moins parfait d'anciens fronts d'altération.

Ce problème a été posé au niveau du fjell, où de tels modelés s'inscrivent dans des formes dont les grandes lignes sont héritées d'épisodes préglaciaires. Nous l'avons également posé dans les bassins, les dépressions et les reliefs modestes des régions de relief aéré, où nous avons pu soupçonner, malgré un raclage poussé,que les grands traits morphostructuraux ne sont pas d'origine glaciaire (cf. supra, p. 949). Or, c'est précisément dans ce domaine - représenté dans notre étude par la région des Lofoten - Vesterâlen - que se situent les volumes altérés les plus importants.

La correspondance systématique de ces volumes avec des roches dont nous avons déjà démontré la particulière altérabilité (mangérites cataclasées et plus ou moins intensément rétromorphosées, une partie des roches basiques) n'exclut pas un rôle prépondérant des inégalités du raclage glaciaire dans leur répartition. En effet, les altérites sont loin d'occuper une place dominante au sein des entailles creusées dans ces roches, sauf exception, et elles peuvent très bien ne représenter que les restes d'un manteau simplement plus profond que sur les autres roches. Leur présence peut également être liée à une efficacité du raclage glaciaire globalement moindre au sein des topographies plus ou moins basses correspondant à ces roches que dans les massifs montagneux, les cirques et les auges façonnés dans les ensembles plus résistants (la plus grande partie des migmatites, les paragneiss svécokaréliens de faciès granulite, les mangérites non cataclasées). Il faut cependant distinguer parmi ces topographies les systèmes de dissection ou de défonçage profond de l'étage intermédiaire du relief, vallées, cuvettes et cols situés à des niveaux variés, à l'écart des principaux axes de canalisation de la glace,des formes qui, se raccordant latéralement entre elles pour constituer le piedestal de tous les massifs, plateaux et collines de la région - le strandflat - montrent un peu partout les traces du passage de glaces plus ou moins canalisées, épaisses et actives. L'intervention de l'érosion glaciaire n'y est pas exactement comparable, même

si dans cette gamme d'altitude les oppositions dynamiques sont moins tranchées que dans les montagnes et dans les hauts plateaux de l'intérieur. Mais dans les deux cas, c'est le problème des modalités de la différenciation morphologique qui se trouve posé, en des termes qui permettent de compléter l'invstigation commencée dans les secteurs complètement raclés.

a. modelés d'altération dans les axes de diffluence glaciaire.

En dehors des auges et des trouées de basse altitude creusées à travers les cloisons montagneuses et les plateaux, la différenciation du relief résulte d'un défonçage profond et d'une dissection par de courtes vallées qui contribuent à isoler les petits reliefs typiques de ces cloisons - lanières de plateaux, collines rocheuses plus ou moins vigoureuses, voire d'étroits et spectaculaires reliefs montagneux comme le Hammerøskaftet, sur Hamarøy (ph. 12). Nous avons montré dans le chapitre I, la correspondance systématique entre ces échancrures et les zones de faiblesse du bâti, grandes fractures et bandes cataclasées essentiellement, au sein des intrusions mangéritiques, des orthogneiss monzonitiques, et parfois des roches basiques (intrusion de Selvåg, dans le NW de Langøy). La présence fréquente de volumes altérés dans ces entailles souligne l'importance des phénomènes d'altération dans ces évidements.

Beaucoup de ces échancrures restent peu profondes, bien qu' elles aient fonctionné comme des cols de diffluence à travers les cloisons étroites et peu élevées ; une glace probablement peu épaisse, à peine plus active que sur les plateaux voisins n'a pu suffire à les surcreuser complètement. Cette faiblesse est bien sensible dans *le col qui sépare le Bufjell du massif du Trihyrna*, sur la façade NW de Langøy (pl. 4) ; la glace débordant des cirques de Nykvåg et du Sandvikkammen lors du maximum weichselien n'a guère dépassé 120 m d'altitude sur les flancs du Bufjell (cf. supra, chapitre III,p.506) et n'a donc pas été épaisse de plus de quelques dizaines de mètres dans ce col situé à 76 m d'altitude. Celui-ci,façonné à travers l'auréole externe de l'intrusion gabbroïque de Selvåg le long d'une bande fracturée NE SW (joints espacés de 10 à 30 cm, 4 à 10 diaclases par mètre) présente des formes amples et dissymétriques attestant le passage de la glace

depuis le NE (ph. 169) et ses modelés tranchent sur ceux, rugueux, des gabbros massifs qui affleurent dans les pentes environnantes. Une petite carrière creusée en bord de route sur le flanc SW du col montre que le gabbro y est arénisé sur quelques dizaines de mètres de largeur et 3 à 4 m d'épaisseur au minimum, sous une pelouse rase et clairsemée qui colonise un voile de pierrailles d'origine locale. Des boules de 10 à 20 cm de diamètre subsistent dans cette arène isovolumétrique claire, peu évoluée, tandis que les anciennes diaclases sont soulignées par des bandes plus limoneuses de teinte brun rouge ; les filons de pyroxénite, aussi divisés que l'encaissant, sont sains jusqu'en surface, malgré la formation d'une patine de teinte rouille le long des diaclases. Ces filons, même larges de plusieurs mètres, n'ont aucune expression morphologique dans cette partie du col, légèrement excavée par rapport à la bande de gabbros moins divisés et moins altérés qui affleure un peu plus au sud, raclée et faiblement surcreusée au pied d'un petit cirque niché dans le flanc nord des Sandvikkammene, (ph. 169). Un certain raclage glaciaire aux dépens des filons et de leur encaissant en est sans doute responsable, mais la forte division de l'ensemble ne permet pas de vérifier si l'absence de déchaussement résulte d' une évolution à partir d' une surface uniformément rabotée dans un matériel sain, ou du raclage partiel d'un matériel déjà altéré. Le caractère sans doute peu actif de glacier, la situation de l'arène dans la face aval du col, et l'extradordinaire contraste entre cette arène et la faible altération superficielle post-glaciaire des gabbros voisins nous oriente plutôt vers la seconde hypothèse ; celle-ci tendrait à faire de ce volume une arène tronquée. Dans les deux hypothèses, l'altération différentielle joue un rôle déterminant dans la dissection de la partie sud-ouest du massif de Selvåg.

Le problème se pose dans les mêmes termes pour les cols de diffluence mineurs de Gustad et de Solheim, façonnés dans les gabbros orientés de la retombée sud de l'intrusion. Ces échancrures sont guidées par des fractures EW, obliques par rapport à un système de collines raclées et de petits abrupts monoclinaux mettant en valeur dans la partie sud de l'intrusion des joints d'origine tectonique en pendage WNW (fig. 167). Alors que les gabbros peu divisés et peu poreux (1 à 3 diaclases par m, 0,1 % de porosité à l'eau : éch. 414) qui forment ces reliefs et les pics des parties plus centrales de l'intrusion ne



Photo 169 : Gabbros altérés dans le col de diffluence du Bufjell (Langøy ouest). Vu vers l'ESE.
Au fond, la Trihyrna (618m, à gauche) et le Sansvikkammen. La glace débordait du cirque situé au nord (à gauche). La carrière montre une désagrégation en cailloux, graviers et sables grossiers sur toute sa hauteur.

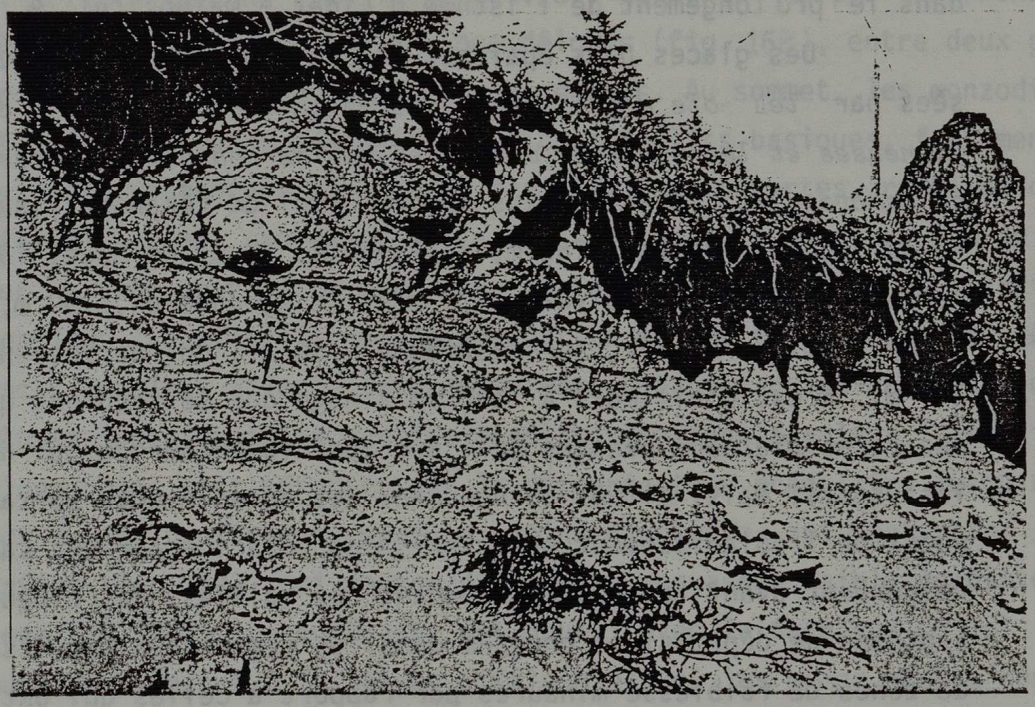


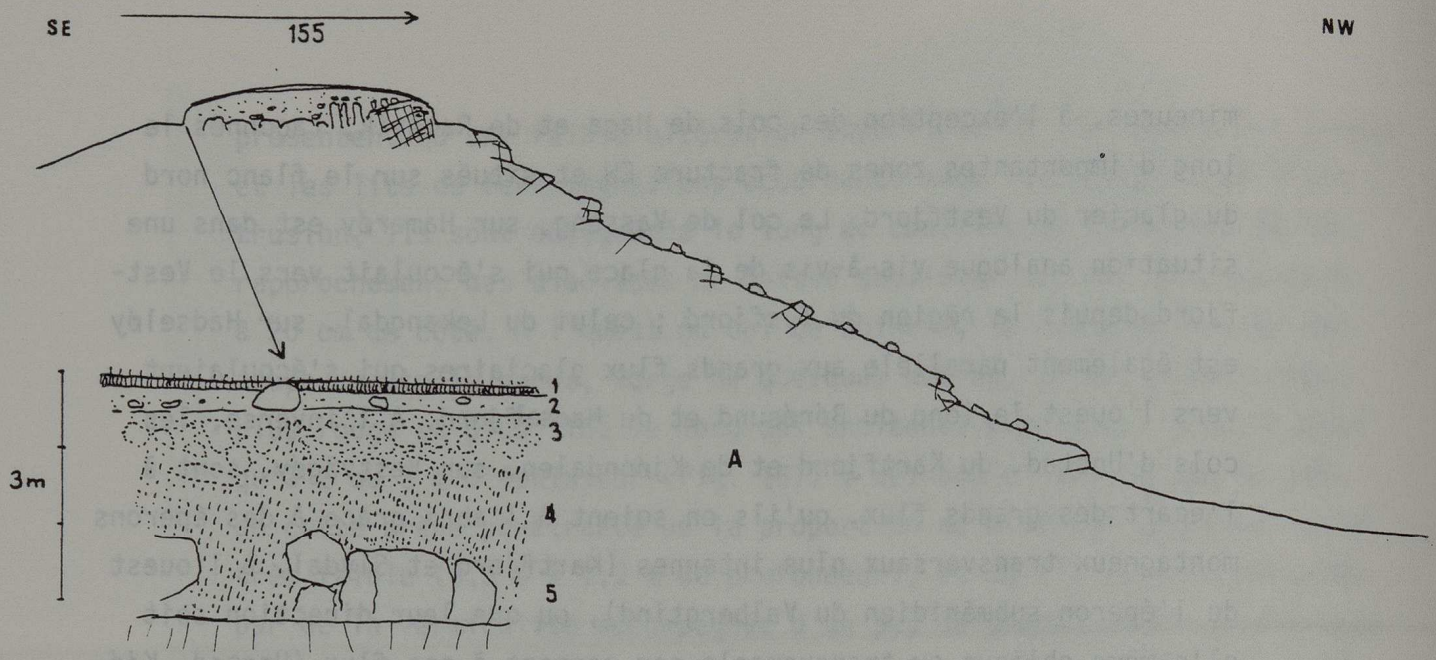
Photo 170 : Arènes à boules sur les mangérites cataclasées du couloir de Langbakk-Vasseng (Hamarøy).
A droite: le Hammerøskaftet. Remarquer l'absence de couverture morainique.

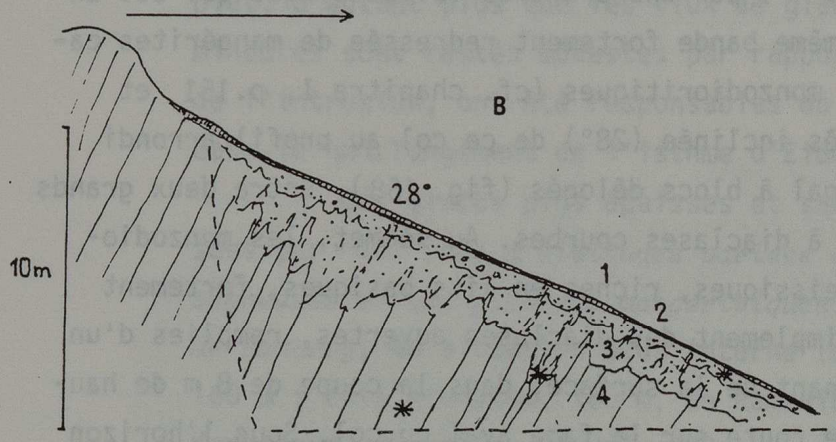
présentent qu'une faible altération superficielle soulignant les joints et les lits de ferromagnésiens accordants avec les contours de l'intrusion, ils sont désagrégés le long de couloirs de fractures où le rapprochement des diaclases ne laisse subsister que des volumes de 5 à 20 cm de côté. A l'ouest du col de Solheim, la route de Nykvåg recoupe une telle bande, large de quelques mètres, où une arène grise, plus rouge et plus fine le long des anciennes diaclases, atteint jusqu'à 2 ou 3 m d'épaisseur (fig. 167) ; des boules subsistent au sein de cette arène pénétrante où la proportion de minéraux argileux reste très faible (0,3 % à 1,5 m de profondeur), et où ils sont représentés par de la vermiculite accompagnée d'un peu de smectite tri-octaédrique (éch. 415). Ces bandes altérées occupent les creux de topographies de raclage sous un sol organique mince portant une pelouse rase. Mais si les conditions d'altération sont meilleures que sur les rochers voisins, on peut très bien envisager là aussi que le raclage soit resté incomplet, d'autant plus que les flux de glace qui ont emprunté ces trouées mineures sont restés modestes par rapport à ceux qui, sur la marge sud de l'intrusion, ont été responsables du surcreusement de l'Åsanfjord, dans le prolongement de l'isthme d'Eidet - Malnes (pl. 4).

Des glaces plus épaisses et sans doute plus actives sont passées par *les cols d'altitudes variées qui échancrent les cloisons montagneuses et les plateaux mangéritiques de Hadseløy, de Vestvågøy et de Hamarøy*, en situation plus interne (col du Lekangdal, sur Hadseløy, 160 m ; cols d'Unstad, 160 m, de Ramsvik, 60 m, de Hage, 133 m, du Kartfjord, 400 m, du Slydal, 220 m et de Kjønndalen, 190 m, sur Vestvågøy ; col de Rørvik, sur Austvågøy, 150 m ; col de Vasseng, sur Hamarøy, 217 m). C'est d'ailleurs à leur voisinage que se trouvent quelques uns des rares plateaux dénudés de l'archipel (pourtour du col de Hage, sur Vestvågøy). Mais, situés ou non dans des ensellements portant des lambeaux de l'aplanissement principal, ces cols inégalement calibrés correspondent avant tout au recoupement des vallées, des cirques ou des systèmes de dépressions creusés dans les flancs des massifs, le long de zones de faiblesse mineures par rapport à celles qui ont guidé les grandes trouées voisines. Ces dernières ont canalisé l'essentiel des flux glaciaires dirigés du SE vers le NW ou de l'est vers l'ouest, tandis que les cols évoqués ici n'ont donné lieu qu'à des diffluences

mineures, à l'exception des cols de Hage et de Ramsvik, façonnés le long d'importantes zones de fracture EW et situés sur le flanc nord du glacier du Vestfjord. Le col de Vasseng, sur Hamarøy est dans une situation analogue vis-à-vis de la glace qui s'écoulait vers le Vestfjord depuis la région du Tysfjord ; celui du Lekangdal, sur Hadseløy est également parallèle aux grands flux glaciaires qui s'écoulaient vers l'ouest le long du Børøsund et du Hadselfjord. A l'inverse, les cols d'Unstad, du Kartfjord et de Kjønndalen, sur Vestvågøy, sont à l'écart des grands flux, qu'ils en soient à l'abri grâce à des éperons montagneux transversaux plus internes (Kartfjord et Slydal, à l'ouest de l'éperon subméridien du Valbergtind), ou que leur direction soit elle-même oblique ou transversale par rapport à ces flux (Unstad, Kjønndalen, pl. 2).

Le col d'Unstad, qui sépare la péninsule du Skolmen du reste du massif d'Eggum, correspond au recoupement du replat barré-monzodioritique de Mærvold (fig. 24) par une profonde vallée-cirque qui est en partie alignée sur la même bande fortement redressée de mangérites cataclasées et de gneiss monzodioritiques (cf. chapitre I, p.151 et ph. 16). La face NW très inclinée (28°) de ce col au profil arrondi présente un modelé inégal à blocs délogés (fig. 168), entre deux grands versants mangéritiques à diaclases courbes. Au sommet, les monzodiorites plus ou moins gneissiques, riches en lits basiques, fortement divisées, présentent simplement des diaclases ouvertes, remplies d'un matériel terreux provenant de la surface, dans la coupe de 8 m de hauteur située en bord de route sur la face aval du col. Sous l'horizon organique superficiel, une désagrégation en grains ou en petits gélifracts anguleux affecte le premier mètre, tandis qu'au-dessous, les volumes individualisés par les diaclases restent anguleux ; les lits mélanocrates sont affectés par la désagrégation granulaire jusqu'à 2 ou 3 m de profondeur, sauf les moins diaclasés, qui sont sains jusqu'en surface (éch. 573, qui montre d'ailleurs une assez faible porosité à l'eau : 0,90 %). Le contraste est brutal avec la face sud du col (face amont par rapport à la langue diffluente), où les mêmes roches sont presque entièrement arénisées, sur 4 m d'épaisseur au moins (fig. 168) ; seules quelques boules subsistent, correspondant aux volumes les moins divisés . Au-dessous d'1 m de profondeur, il s'agit d'une arène isovolumétrique brun-gris, où la foliation WNW-ESE ou EW est encore reconnaissable, et où les porphyroblastes feldspathiques apparaissent





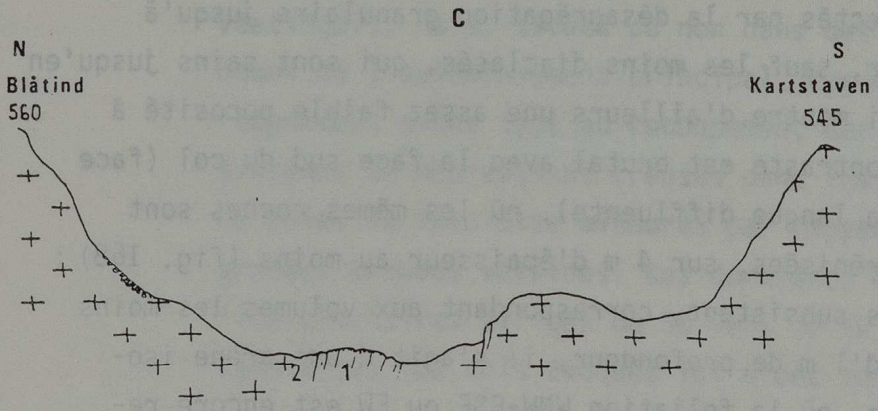


Figure 168 : Modelés d'altération dans les cols de diffluence de Vestvågøy. Les flèches indiquent le sens d'écoulement de la glace.

A - Col d'Unstad (monzodiorites) modelés d'ensemble avec arènes sur la face amont, roches très fragmentées au sommet et pointements épars ou blocs dérangés sur la face aval ; détail de la coupe de la face amont 1 - horizon organique brun-gris foncé ; 2 : horizon brun avec quelques blocs erratiques; 3 : fantômes de cailloux dérangés dans matrice branc fine ; 4 arène isovolumétrique ; 5 : boules.

B - Face est du col de Ramsvik. Orthogneiss monzonitiques très divisés ; alt. 60 m.

1 : horizon organique ; 2 : horizon sableux rougeaître, à cailloux déplacés et quelques bancs en place (astérisque éch. 361) ; 3 : horizon désagrégé, à couleur préservée (astérisque : éch. 362).

C - Col du Kartfjord 1 : mangérite claire, à taches de biotite désagrégée, 2 : mangérite sombre, plus saine.

fragmentés, tandis qu'un écaillage poussé est visible sur les boules. La partie supérieure de la coupe est constituée, sur 1 m d'épaisseur, par un niveau sableux brun, plus fin, contenant des fantômes de cailloux anguleux dérangés, sous un horizon brun contenant des blocs erratiques et enfin un mince horizon organique brun foncé. Les éléments déplacés, qui témoignent d'un remaniement glaciaire de blocs et de cailloux initialement sains, sont moins abondants sur les passées simplement fragmentées d'où ils proviennent : le piégeage y a été moins facile que dans les secteurs arénisés, qui ont constitué de légères dépressions du lit glaciaire. L'intervention d'une altération post-glaciaire est incontestable dans le niveau dérangé, où l'on constate d'ailleurs que la matrice possède plus de limons et d'argiles (éch. 575, 14,3 % d'éléments inférieurs à 20 µm et 2,7 % d'éléments inférieurs à 2 µ) que l'arène isovolumétrique sous-jacente, à 2,5 m de profondeur (éch. 576 : respectivement 2,8 et 0,4 %). Les minéraux argileux y sont cependant les mêmes, dans des proportions voisines (vermiculite dominante, illite - mica trioctaédrique). Mais le voisinage de masses non altérées sous le même voile morainique, dans des roches semblables, suggère que cette altération post-glaciaire ne peut être tenue pour responsable de l'ensemble de l'arénisation sous-jacente. C'est également ce que suggère la dissymétrie entre les deux flancs du col ; en dehors des coupes des sommets, les arènes sont présentes, quoique moins épaisses, dans tout le versant sud du col et sur le replat barré de Mærvold (fig. 24), jusqu'au pied de la barre de mangérite grise restée saine qui le sépare du fond surcreusé du Mærvoldpollen. A l'inverse, elles sont totalement absentes du versant nord, et de la paroi sud de l'auge d'Unstad, où se prolonge la bande de gneiss monzodioritiques. Il est vrai que ce versant a pu fonctionner au moins temporairement comme paroi de cirque, et donc être activement façonné par les processus mécaniques, tandis que la glace diffluente des épisodes d'englacement généralisé est restée moins active sur le flanc sud.

Des dissymétries du même type ont été observées dans les montagnes occidentales de Hamarøy, en particulier au niveau des *cols de Vasseng et de Halsen*, qui séparent les massifs mangéritiques du Dalsfjell-Vågsfjell et du Nordlandsfjell (pl. 5). Les parois rocheuses du vaste cirque de Sørdal y recoupent le système de couloirs de basse altitude aménagé dans l'ensellement large d'1 km et sur le flanc orien-

tal des massifs, le long de fractures EW ou NNW - SSE, et de bandes de mangérites et d'orthogneiss à texture cataclastique (éch. 843). Alors que les mangérites massives et non cataclasées constituent au sein de ce système de couloirs de vigoureuses croupes aux flancs rocheux (nord de Langbakk), les basses pentes concaves et le fond des couloirs présentent, sous un voile de moraine de fond et un mince podzol, les marques d'une très forte altération. Plusieurs coupes échelonnées le long de la route de Langbakk à Vasseng montrent en effet que les mangérites ou les orthogneiss pourtant assez peu diaclasés (2 à 4 diaclases par mètre, plus un système de diaclases courbes sub-parallèles au versant) sont arénisés sur des épaisseurs de 2 à 6 m au moins, seules des boules elles-mêmes déjà peu cohérentes étant respectées (ph. 170). Les arènes, qui gardent les mêmes caractéristiques du haut vers le bas des coupes, sont du même type que celle d'Unstad, ou encore moins évoluées, puisque les proportions d'éléments inférieurs à 20 et 2 µm y sont encore plus faibles (traces). Parmi les minéraux argileux, la vermiculite prédomine, accompagnée d'un peu d'illite - mica di-octaédrique. La présence de diaclases courbes montre que l'altération , qui est d'ailleurs plus intense le long de ces discontinuités, a probablement suivi une phase de creusement actif, responsable d'un processus de décompression dans la roche saine ou à peine altérée. Mais il n'est pas obligatoire d'envisager que ce creusement, essentiellement glaciaire comme l'indique la présence de surcreusements dans le col proprement dit, se soit accompagné d'une dénudation complète de la roche ; les effets de la décompression ont pu gagner en profondeur dans la zone de cémentation ou dans la roche saine sous l'arène, au fil des épisodes de glaciation et de déglaciation qui ont vu la progression du creusement mécanique aux dépens des roches désagrégées aller de pair avec celle de l'altération. Ainsi s'expliquerait l'opposition avec les modelés du cirque du Sørdal, où un creusement et un façonnement typiquement glaciaires se sont produits aux dépens de la roche saine, et où l'évolution post-glaciaire n'a engendré partout qu'une simple altération superficielle. D'ailleurs, dans les couloirs et dans le col, comme dans la majorité des autres secteurs arénisés, la moraine de fond reposant sur les altérites est très mince et renferme très peu de blocs ; compte tenu de la faible distance de transport dont té-

moigne toujours ce matériau, nous interprétons ce fait comme le résultat du passage des glaciers sur un matériel déjà ameubli, incapable de fournir des blocs sains. Les indices d'un creusement actif suivi d'un renouvellement rapide des altérites, aux dépens d'un matériel déjà touché par l'altération et plus poreux que la roche saine, séquence sans doute répétée de multiples fois, montrent cependant qu'il n'est pas question de les considérer, pas plus que les formes où elles s'inscrivent, comme des héritages préglaciaires. On peut simplement affirmer que l'altération joue un grand rôle dans l'évidement de ces dépressions, et que le chapelet de cuvettes tourbeuses plus ou moins surcreusées de Langbakk, de Fruli et de Halsen, dans le col et sur son versant SE, constituent un système d'alvéoles que les glaciers ont exagérés sans parvenir à les récurer et à empêcher le maintien d'arènes épaisses, tronquées et renouvelées au fil des séquences glaciaires et interglaciaires. Le même processus complexe est probablement responsable de l'aménagement des deux cols évasés de mangérites cataclasées qui isolent les aiguilles de mangérite massive du Hammerøskaftet (613m) et de l'Eldritind (647 m) dans la crête entre le cirque du Strømsvatn et le bassin de Presteid.

Les relations entre le creusement mécanique et les phénomènes d'altération sont cependant variables, et l'on constate que dans les cols où des courants de glace plus importants ou plus actifs sont passés, un décapage plus poussé s'est produit dans des secteurs où la roche se montre pourtant très altérable. C'est le cas dans l'étroit *col de Ramsvik* qui coupe en deux le massif mangéritique de Mortsund, dans le sud de Vestvågøy (pl. 2) ; une coupe située dans le versant est (à l'aval-glacier) permet de voir qu'au sein de la bande fortement divisée, et évidée, d'orthogneiss monzonitiques riches en biotite et de mangérites cataclasées (éch. 362), certains bancs sont sains pratiquement jusqu'en surface, malgré une porosité non négligeable (1,6 %). Dans ce versant incliné à 28°, un mince sol brun foncé surmonte un horizon sableux rougeâtre de 30 à 40 cm d'épaisseur, pauvre en fines (éch. 361, 6,0 % au-dessous de 20 µm ; 0,7 % au-dessous de 2 µm) au sein duquel des cailloux déplacés d'origine locale témoignent d'une certaine mobilisation, essentiellement glaciaire (moraine de fond) à partir d'affleurements sains (fig. 168). Au-dessous, la roche en place montre les marques d'une altération très inégale. Les bancs d'orthogneiss les moins divisés, en pendage 45° SE, sont simplement fragmentés,

entre d'étroites passées désagrégées visibles jusqu'à 3 ou 5 m de profondeur. Ces dernières correspondent exclusivement aux passées que les joints et les diaclases réduisent à des volumes de moins de 10 à 15 cm de côté, les volumes plus importants restant anguleux et cohérents. La désagrégation, qui ne s'accompagne d'aucun changement de couleur ni de la perte de texture aboutit à la production d'un sable grossier à éléments polycristallins ; mais les porphyroblastes de feldspath sont fragmentés. L'absence de boules est liée à la trop forte division initiale de la roche. Il s'agit en outre d'une altération peu poussée : à 2,5 m de profondeur (éch. 360), la proportion de fines est de 5,5% (fraction inférieure à 20 µm) et 0,5 % (fraction inférieure à 2 µm). La proportion de vermiculite y est moins importante qu'en surface où elle est forte par rapport à l'illite et aux hydrobiotites. A la différence des cas précédents, il est certain que le raclage glaciaire weichselien a atteint la roche saine au moins par endroits dans le fond de la trouée, et que le profil actuel peut représenter tout au plus la racine inégale d'un régolite initialement plus épais. C'est également, ce qu'on peut observer sur le versant ouest du col, moins incliné (15 à 20°), où des profils analogues sont visibles en bordure de route sous le voile de moraine de fond. Les différences d'intensité du raclage paraissent en tout cas plus satisfaisantes que des différences d'intensité d'une altération exclusivement post-glaciaire, pour expliquer dans des roches de composition et de microtexture fort semblables les différences d'épaisseur des altérites. On ne peut cependant pas exclure une participation de cette altération, et peut être de la gélifraction, à l'évolution de ces profils, d'autant plus qu'une macrodivision beaucoup plus forte que dans les orthogneiss et les mangérites de Hamarøy rend beaucoup plus aisée une pénétration profonde et rapide de l'eau dans la roche.

C'est un profil peu différent qui est visible plus au nord dans la retombée occidentale du *col de Hage* sur le bassin de Leknes, à 92 m d'altitude, immédiatement à l'aval-glacier des topographies raclées qui encadrent le col (pl. 2). Les orthogneiss monzonitiques oeillés assez fortement divisés (4 à 8 diaclases par m) dans lesquels sont évidés le col et le bassin sont affectés dans ce versant doux par une désagrégation croissante vers le haut, à partir de 2,5 m de profondeur alors qu'ils sont pratiquement sains sur le versant est fortement raclé

(pl. 11). La structure reste conservée jusque sous le sol mince qui surmonte le profil, bien que la roche soit transformée en un sable plus ou moins grossier assez pauvre en fines (2,9 % au-dessous de 20 µm ; 0,2 % au-dessous de 2 µm, au-dessous de la limite entre l'horizon B du sol et cette arène) et coloré en brun-rouge par les hydroxydes de fer libéré par la biotite assez abondante (7 % de la roche). La désagrégation est plus poussée le long des diaclases, entre lesquelles subsistent des volumes de roche fragilisée aux contours anguleux ; dans ces derniers, des cortex friables de plus en plus épais vers le haut présentent des biotites mordorées. Près de la surface, ces volumes sont entièrement fragmentés en esquilles polycristallines, sous un sol brun-rouge où un horizon organique de 5 à 10 cm d'épaisseur surmonte un horizon décoloré très mince (5 à 10 cm ; ph. 171).

Dans ce cas, comme dans celui du col de Ramsvik, de tels profils alternent avec des pointements de roches cohérentes, de même composition, mais un peu moins divisées et sur lesquels une simple altération superficielle a succédé au raclage glaciaire. Bien qu'une plus forte altérabilité puisse accompagner la plus forte macrofissuration (la porosité restant assez faible dans tous les cas : éch. 348 : 1,25%) cette situation s'explique mieux par un récurage incomplet, qui a pu laisser en place les racines d'altérites plus anciennes : on retrouve donc ici le raisonnement que nous a conduit à adopter la dissymétrie des modelés des cols d'Unstad et de Vasseng. Mais le rôle de l'altération post-glaciaire ne peut non plus être écarté, d'autant plus que le maintien de volumes déjà fragilisés autorise dès la déglaciation la reprise d'une hydrolyse plus active que sur les pointements voisins. Il n'est donc pas question de considérer de tels profils comme entièrement hérités, surtout si l'on considère que des masses désagrégées existent également sur des cols dont les modelés - roches moutonnées, verrous - sont avant tout marqués par le raclage glaciaire. C'est le cas du vallon et du petit ombilic qui sont suspendus à 230 m d'altitude au-dessus du Kartfjord, en contrebas d'un des deux larges cols ouverts dans la paroi occidentale de ce vaste cirque (pl. 2 et fig. 26). Entre les sommets mangéritiques du Kartstaven et du Blåtind, ce vallon est axé sur une étroite bande de mangérites cataclasées, rétromorphosées, riches en biotite, mais peu divisées (1 à 2 diaclases par mètre)

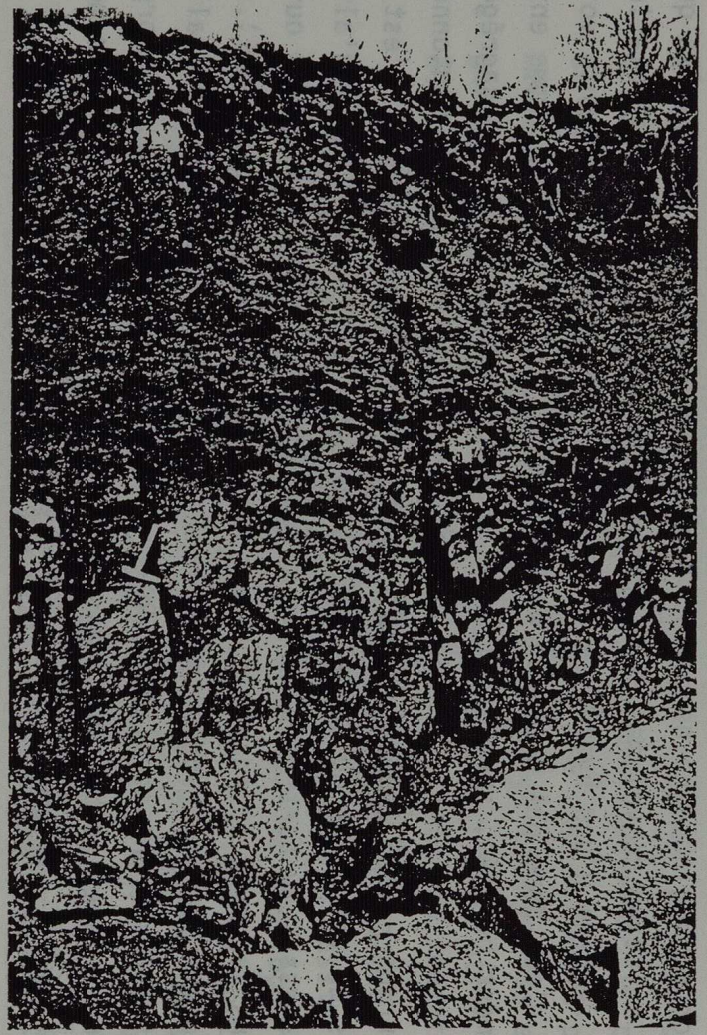
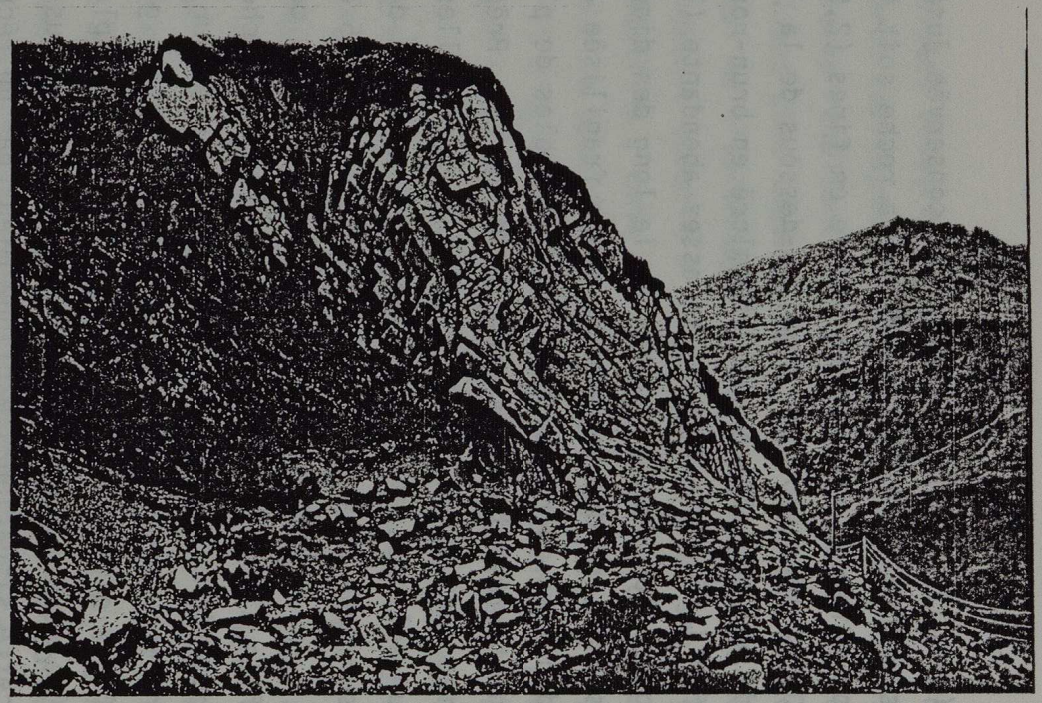


Photo 171 (à gauche): Orthogneiss altérés sur la retombée ouest du col de Hage (Vestvågøy).
Arénisation isovolumétrique peu poussée, sans changement de couleur important; seul l'horizon superficiel est dérangé.

Photo 172: Verrou de mangérites cataclasées, barrant l'alvéole du Kjønndal (Vestvågøy).
Arénisation complète sur la face interne (située en fait à l'aval-glacier): arène brune, isovolumétrique, jusqu'en surface.



qui sont néanmoins en relief par rappport aux couloirs de fractures évidés dans les mangérites sombres adjacentes (fig. 168C). Sous un tapis végétal ras et un très mince podzol, les échines et les pointements de mangérites cataclasées sont fragilisés ou désagrégés sur quelques dm d'épaisseur, donnant des sables, des gravillons polycristallins ou des cailloux s'effritant à la main, bien que les conditions d'humectation et d'hydrolyse soient moins favorables que dans les creux tourbeux voisins, dépourvus d'altérites. Une particulière altérabilité doit donc être envisagée, mais son rôle morphologique reste discret ; la bande altérable est en effet très étroite et le col ne doit son existence qu'au recoupement d'un des plateaux bordiers du couloir de Leknes (300 m) par le cirque du Kartfjord, à la faveur d'un ensellement dans l'étroite crête montagneuse qui domine le Vestfjord. Ainsi s'explique que le vallon situé à l'intérieur du cirque dans une échancrure par où la glace a pu diffluer vers l'ouest, présente un relief de détail conforme aux propriétés mécaniques des roches plutôt qu'à l'altérabilité, ce qui n'est pas le cas dans les exemples précédents.

Cette désagrégation typiquement post-glaciaire n'aboutit pas, en tout cas, à la formation d'une arène épaisse semblable à celles que nous avons vues sur les faces SE des cols d'Unstad et de Vasseng, où à celles qui sont présentes dans les cols du Kjønndal et du Lekangdal. Ces derniers s'inscrivent en fait parmi les formes de défonçage de la surface d'aplanissement principale des Lofoten - Vesterâlen et parmi les systèmes de versants doux, de couloirs,de cuvettes et de vallées évasées qui s'interposent localement, à des altitudes variées (80 à 180 m) entre cette surface et le strandflat.

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

b. modelés d'altération et formes de défonçage hors des principaux axes de diffluence.

L'ensellement de la cloison SE de Vestvâgøy où s'inscrivent *le couloir et le col du Kjønndal* appartient au système de défonçage, qui apparaît nettement suspendu, au sud, au-dessus du strandflat. Il s'agit en fait de deux vallons parallèles qui suivent au sein des mangérites les mêmes zones de fractures NNE - SSW qui guident le Râlsfjord. Le plus oriental, qui longe le flanc ouest du Valbergtind, est

très court et se présente en fait comme un petit amphithéâtre brutalement recoupé par la tête du Rålsfjord, vers 40 m d'altitude (fig. 169). Ample et encombré par quelques vigoureux pointements rocheux, il oppose ses flancs rocheux à un fond ample et entièrement tapissé d'une épaisse arène en place ; les ruisseaux qui dévalent le verrou gradin y ont creusé d'étroites gorges profondes de plusieurs mètres. Le contraste est frappant avec le Rålsfjord, surcreusé dans les mêmes roches grâce aux glaces venues des vallées - cirques du Kartfjord et du Blåtind plus que par les flux de l'inlandsis vis-à-vis desquels il est transversal; ses rives raclées ne présentent que de simples modelés d'altération superficielle. Aussi est-il logique de supposer que l'arène du fond du vallon est pour l'essentiel héritée, ce que suggère également l'aspect des ravins, avec des flancs herbeux ne montrant aucune trace de façonnement actuel ou récent (chenaux d'eau de fonte, entaillée dans une roche déjà ameublie ?). Le ruissellement, et aussi une certaine attaque glaciaire de la roche arénisée peuvent en tout cas être tenus pour responsables du dégagement des pointsments rocheux qui apparaissent comme de véritables "knobs" sur le fond et les flancs d'un alvéole faiblement retouché et incomplètement récuré.

Le Kjønndal proprement dit, 800 m plus à l'ouest, présente le même contraste avec le Rålsfjord, bien qu'il ait pu être remonté lors des maxima glaciaires par une langue diffluente issue du Vestfjord et dirigée au nord vers les vallées du Løvdal et du Vendal (pl. 2). Ce passage est attesté par les multiples pointements rocheux présents dans le large col tourbeux qui constitue la tête du vallon à 200 m d'altitude, au nord, et par l'existence d'un petit ombilic surcreusé en amont du gradin qui sépare la vallée du Kartfjord, à 80 m d'altitude (ph. 17). La face aval de ce gradin, entaillée par une gorge analogue aux précédentes, présente, au-dessus des fermes d'Øv Kongsjorden, des mangérites fortement altérées, dans un système de bosses allongées NNE SSW alternant avec des couloirs parcourus par de petits ruisseaux. Cette altération inégale, qui aboutit sous un mince sol organique, à la formation d'arènes brunes isovolumétriques épaisses de 3 m au moins, correspond à l'exploitation de passées de mangérites cataclasées et très fracturées, entre des bancs simplement moins divisés (1 à 3 diaclases par m), relativement peu poreux et perméables (éch. 631 : 0,8% de microporosité au mercure, et 1 % de macroporosité ; perméabilité

BIBLIOTHEQUE DE LA SORBONNE

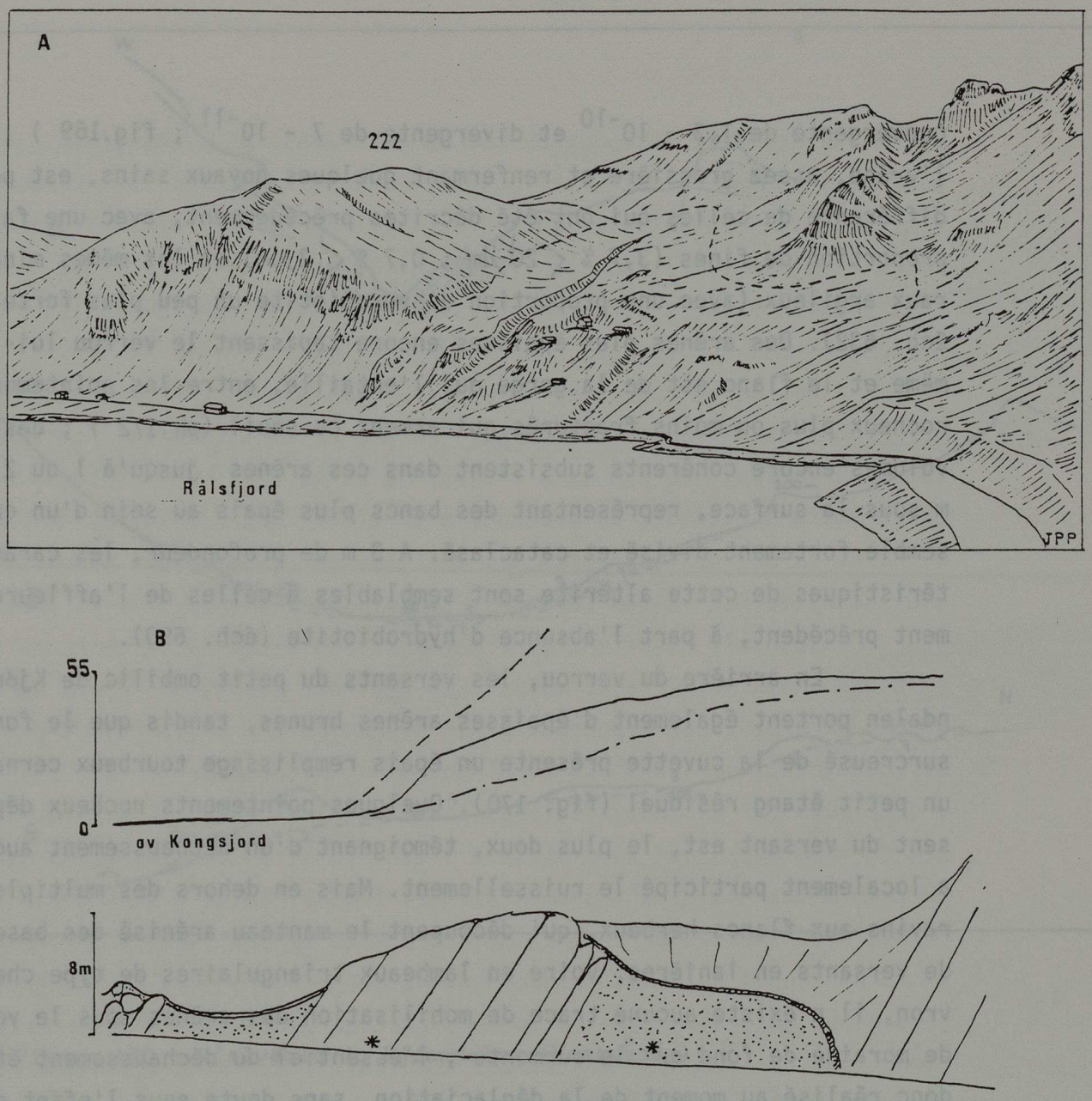


Figure 169 : Modelés d'altération à la tête du Rålsfjord (Vestvågøy) dans des mangérites cataclasées et des orthogneiss.

A - l'alvéole suspendu de Kongsjorden. Versants à corniches et éboulis, recoupant le plancher d'une dépression tapissée d'arènes épaisses (tireté : limites du manteau) ; anciens crypto-reliefs dégagés sur les versants.

B - la face aval du verrou d'ør Kongsjorden, sous le Kjønndal ; en haut : profil schématique d'ensemble (tireté : versant rocheux ouest, trait continu : verrrou et strandflat ; tireté pointillé : profil du ruisseau du Kjønndal. En bas, coupe en bord de route à la base de ce verrou, à travers une croupe allongée NNE - SSW ; arène isovolumétrique (éch. 632), sous un mince sol organique, entre des passées de roches massives saine (éch. 631).

convergente de $1,3 - 10^{-10}$ et divergente de $7 - 10^{-11}$; fig.169) ; l'arène, assez grossière et renfermant quelques noyaux sains, est peu différente de celles qui ont été décrites précédemment, avec une faible proportion de fines (3,7 % $<$ 20 µm ; 0,7 % $<$ 2 µm) et les mêmes minéraux argileux (avec une proportion d'hydrobiotite un peu plus forte éch. 632). Des arènes plus épaisses encore tapissent le verrou lui-même et le flanc est de la gorge qui l'entaille, entre les pointements rocheux plus ou moins fracturés qui arment ce seuil (ph.172) ; des volumes encore cohérents subsistent dans ces arènes jusqu'à 1 ou 2 m sous la surface, représentant des bancs plus épais au sein d'un ensemble fortement divisé et cataclasé. A 3 m de profondeur, les caractéristiques de cette altérite sont semblables à celles de l'affleurement précédent, à part l'absence d'hydrobiotite (éch. 690).

En arrière du verrou, les versants du petit ombilic de Kjøndalen portent également d'épaisses arènes brunes, tandis que le fond surcreusé de la cuvette présente un épais remplissage tourbeux cernant un petit étang résiduel (fig. 170). Quelques pointements rocheux dépassent du versant est, le plus doux, témoignant d'un déchaussement auquel a localement participé le ruissellement. Mais en dehors des multiples ravins aux flancs herbeux, qui découpent le manteau arénisé des bases de versants en lanières, voire en lambeaux triangulaires de type chevron, il n'existe aucune trace de mobilisation des arènes sous le voile de moraine de fond qui le surmonte ; l'essentiel du déchaussement était donc réalisé au moment de la déglaciation, sans doute sous l'effet du raclage glaciaire d'un matériel inégalement résistant et ameubli. Un tel raclage, qui a respecté des pointements peu volumineux et eux-mêmes, assez fortement divisés a fort bien pu respecter des masses altérées dans les creux. Le décapage a seulement été plus important sur le sommet de la croupe séparant les deux principaux alvéoles, sur le fond même du Kjønndal, dans l'ombilic surcreusé, et dans le petit bassin suspendu 15 m plus haut, à l'amont (ph.17). Dans ce dernier, et sur le verrou qui le limite à l'amont, il n'existe pas, en effet, d'arène évoluée ; mais la grande altérabilité des mangérites cataclasées est confirmée par une désagrégation granulaire plus ou moins poussée des bosses rocheuses, sur 2 à 3 dm parfois. Il en est de même sur les bosses et les chicots de mangérite à grain grossier qui affleurent

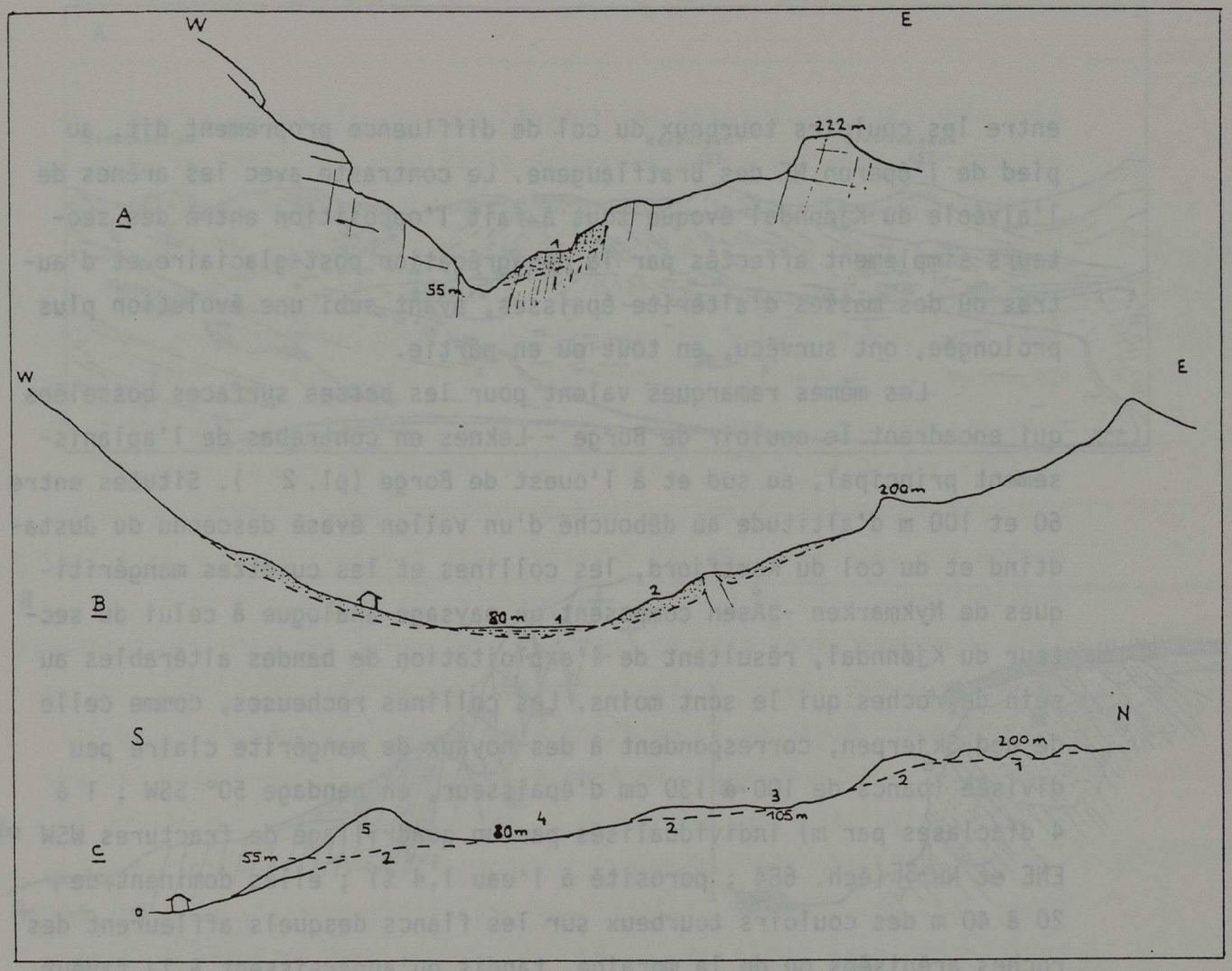


Figure 170 : L'alvéole du Kjønndalen (Vestvågøy).

A - Profil transversal au niveau du verrou aval.

I. Arène brune sous podzol mince, développée aux dépens d'une roche très diaclasée à foliation subverticale ENE-WSW.

B - Profil transversal au niveau du bassin principal (ferme sud de Kjønndalen).

I. Remblaiement lacustre.

2. Arène, façonnée en véritables chevrons.

C - Profil longitudinal.

I. Knobs et couloirs tourbeux.

2. Gorges de raccordement.

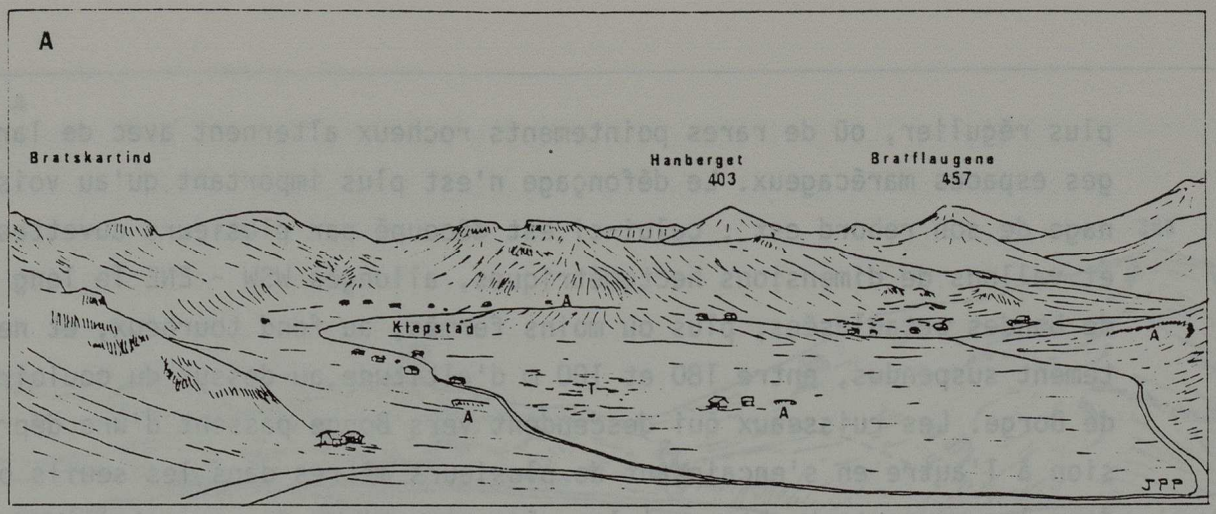
3. Bassin supérieur.

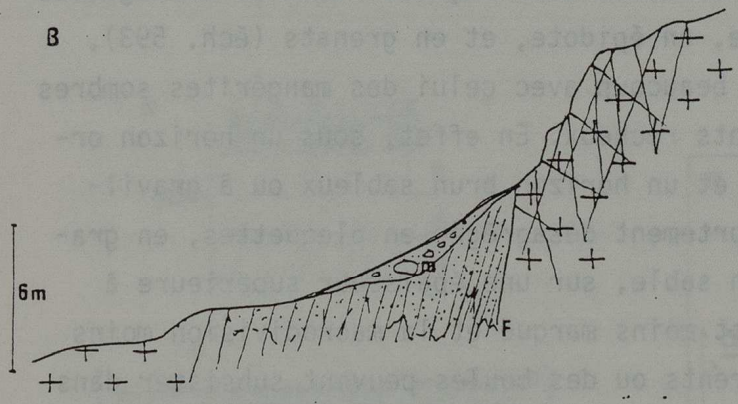
4. Verrou aval (partiellement arénisé).

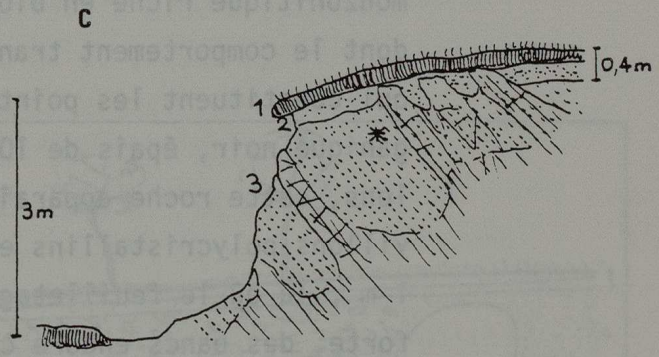
entre les couloirs tourbeux du col de diffluence proprement dit, au pied de l'éperon NE des Bratflaugene. Le contraste avec les arènes de l'alvéole du Kjønndal évoque tout à fait l'opposition entre des secteurs simplement affectés par la désagrégation post-glaciaire et d'autres où des masses d'altérite épaisses, ayant subi une évolution plus prolongée, ont survécu, en tout ou en partie.

Les mêmes remarques valent pour les basses surfaces bosselées qui encadrent le couloir de Borge - Leknes en contrebas de l'aplanissement principal, au sud et à l'ouest de Borge (pl. 2). Situées entre 60 et 100 m d'altitude au débouché d'un vallon évasé descendu du Justadtind et du col du Kartfjord, les collines et les cuvettes mangéritiques de Nykmarken - Åsen composent un paysage analogue à celui du secteur du Kjønndal, résultant de l'exploitation de bandes altérables au sein de roches qui le sont moins. Les collines rocheuses, comme celle de ned Skjerpen, correspondent à des noyaux de mangérite claire peu divisée (bancs de 100 à 130 cm d'épaisseur, en pendage 50° SSW ; 1 à 4 diaclases par m) individualisés par un quadrillage de fractures WSW ENE et NW-SE (éch. 684 ; porosité à l'eau 1,4 %) ; elles dominent de 20 à 40 m des couloirs tourbeux sur les flancs desquels affleurent des roches arénisées ou de la moraine, tandis qu'apparaissent à la faveur de rares coupes quelques pointements de mangérite sombre et massive simplement affectés, sous la tourbe, par une décoloration superficielle (éch. 685). Le récurage des bandes arénisées - qui sont également les plus fracturées - semble avoir été plus complet ici que dans le Kjøndal, ce qui explique la vigueur du relief de "knobs and lochans".

Il en est de même, sur le versant opposé de la dépression de Leknes, pour la surface bosselée qui constitue une sorte de replat incliné, irrégulier, entre le plateau du Bratskartind (300 m) et l'ample fond du couloir (fig. 171). Ce replat s'allonge vers le sud en un lourd éperon entre ce couloir et la dépression de Tangstad ; il a été parcouru par la glace qui a débordé depuis la dépression de Borge vers l'ouest, en direction du Tangstadpollen. Le raclage a pu accentuer la dissymétrie des pointements rocheux qui hérissent l'extrémité sud de cette lourde croupe, entre 80 et 100 m d'altitude, en liaison avec la disposition des bancs de mangérite inégalement fracturés et inclinés à 50° SE (fig. 171 ; éch. 592). Le sommet de l'éperon est un plateau







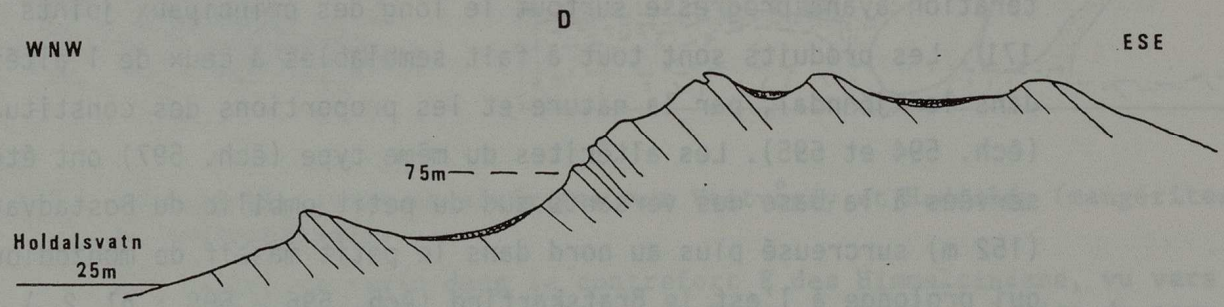


Figure 171 : La dépression de Tangstad-Klepstad et le replat de Borge : modelés d'altération et de récurage dans les roches mangéritiques de Vestvågøy.

A - La dépression de Klepstad, vue vers le SE depuis les abords du tunnel des Meiene. Alvéole partiellement récuré, à l'emplacement d'une bande cataclasée au sein des mangérites ; présence d'arènes à boules sur le fond et à la base des cloisons (A).

B - base de la cloison est de la dépression, entre Klepstad et Heldad (altitude : 45 m.) : abrupt cale sur un plan de faille et une zone de roches gneissiques sombres très divisées, désagrégées en sables et graviers, sous une poche de moraine

C - orthogneiss monzonitiques altérés dans le versant est de l'éperon de Borge (berge de ruisseau, à 136 m. d'altitude), 1 : horizon organique noir ; 2 : horizon sableux brun, avec racines ; 3 : arène izovolumétrique et passées encore à demi-cohérentes, astérisque : éch. 594

D - couloirs et corniches exploitant des joints en pendage 50° SE dans le versant W du promontoire de Borge (knobs visibles à droite du dessin A).

plus régulier, où de rares pointements rocheux alternent avec de larges espaces marécageux. Le défonçage n'est plus important qu'au voisinage de son rebord est ; celui-ci est découpé par plusieurs cuvettes et vallons de dimensions hectométriques, allongés WSW - ENE le long de bandes cataclasées, plus ou moins fermés, au fond tourbeux, et nettement suspendus, entre 180 et 100 m d'altitude,au-dessus du couloir de Borge. Les ruisseaux qui descendent vers Borge passent d'une dépression à l'autre en s'encaissant de plusieurs mètres dans les seuils ou dans les versants herbeux qui les séparent. L'une de ces entailles, située à 136 m d'altitude le long du ruisseau venu du Bratskartind, montre que les flancs de ces cuvettes sont façonnés dans un orthogneiss monzonitique riche en biotite, en épidote, et en grenats (éch. 593), dont le comportement tranche beaucoup avec celui des mangérites sombres qui constituent les pointements rocheux. En effet, sous un horizon organique noir, épais de 10 cm et un horizon brun sableux ou à gravillons, cette roche apparaît fortement désagrégée en plaquettes, en gravillons polycristallins et en sable, sur une épaisseur supérieure à 1 m ; là où le feuilletage est moins marqué et la macrodivision moins forte, des bancs encore cohérents ou des boules peuvent subsister dans cette arène isovolumétrique et parfois jusque sous la surface, l'altération ayant progressé surtout le long des principaux joints (fig. 171). Les produits sont tout à fait semblables à ceux de l'altération dans le Kjønndal, par la nature et les proportions des constituants (éch. 594 et 595). Les altérites du même type (éch. 597) ont été observées à la base des versants sud du petit ombilic du Bostadvatn (152 m) surcreusé plus au nord dans le petit massif de monzodiorites qui prolonge à l'est le Bratskartind (éch. 596 , 598 ; pl. 2) ; épaisses de 4 à 5 m localement, elles tapissent des fonds de couloirs et des secteurs situés à l'aval glacier par rapport aux flux de glace qui ont parcourue petit bassin suspendu vers le nord. L'intervention de phénomènes de défonçage et de déchaussement glaciaires est là aussi incontestable, mais il semble encore une fois que le récurage exercé par la glaciation weichselienne n'ait pas été complet. C'est également ce que suggère au sud du replat de Borge, le modelé de l'ample vallon suspendu SN qui est entaillé à des altitudes voisines dans les mangérites des contreforts orientaux des Himmeltindene (fig. 172) ; le plancher de ce vallon, recoupé par le flanc sud du petit ombilic du

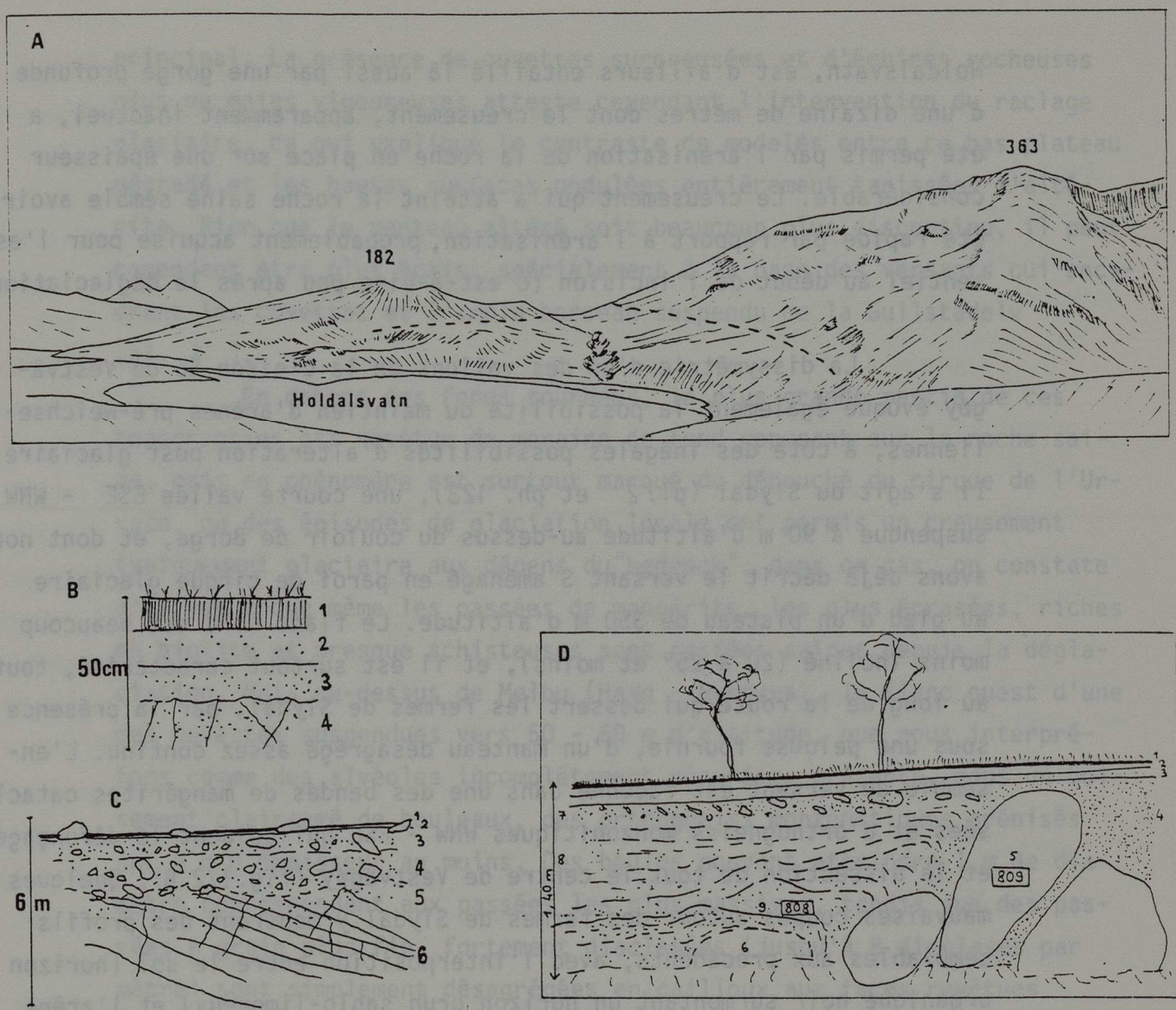


Figure 172 : Raclage glaciaire et altérites sur Vestvågøy et Hadseløy (mangérites et orthogneiss).

A - vallon et ravin dans le contrefort E des Himmeltindene, vu vers le SSW depuis le promontoire de Borge ; tireté : limite du manteau arénisé.

B - arène dans le flanc nord du Slydal, à 145 m. d'altitude (voir aussi photo) 1 : horizon organique noir ; 2 : horizon brun sablo-limoneux ; 3 : arène dérangée ; 4 : arène isovolumétrique (éch. 689).

C - mangérites altérées sous moraine dans le versant ouest d'un vallon suspendu au nord de Melbu (entre Hang-Nyktrova et cote 147). 1 : horizon Ao ; 2 : horizon A2 ; 3 : moraine à matrice sablo-limoneuse, brun-rouge ; 4 : moraine, teinte beige ; 5-6 : mangérite en place, inégalement désagrégée vers le haut.

D - arène remaniée dans le flanc sud du Storheia (Hadseløy), à 220 m. d'altitude. 1 : horizon organique noir, sous Empetrum, Vaccinium, Betula tortnosa ; 2 : A2 gris-clair, sableux ; 3 : sable brun-clair racines ; 4 : arène isovolumétrique ; 5 : boules inégalement cohérentes ; 6 : fantôme de boulé ; 7 : lit de graviers feldspathiques, fragments de filons, relevant du nez vers l'aval ; 8 : arène litée ; 9 : anciennes diaclase (sable fin brun) passant vers l'aval à une bande ondulée parallèle aux autres).

Holdalsvatn, est d'ailleurs entaillé là aussi par une gorge profonde d'une dizaine de mètres dont le creusement, apparemment inactuel, a été permis par l'arénisation de la roche en place sur une épaisseur considérable. Le creusement qui a atteint la roche saine semble avoir été rapide par rapport à l'arénisation, probablement acquise pour l'essentiel au début de l'incision (c'est-à-dire peu après la déglaciation).

La dissymétrie d'un des vallons de la cloison SE de Vestvågøy évoque également la possibilité du maintien d'arènes pré-weichseliennes, à côté des inégales possibilités d'altération post glaciaire Il s'agit du Slydal (pl.2 et ph. 123), une courte vallée ESE - WNW suspendue à 90 m d'altitude au-dessus du couloir de Borge, et dont nous avons déjà décrit le versant S aménagé en paroi de cirque glaciaire au pied d'un plateau de 350 m d'altitude. Le flanc nord est beaucoup moins incliné (20 à 25° et moins), et il est surtout caractérisé, tout au long de la route qui dessert les fermes de Slydal, par la présence sous une pelouse fournie, d'un manteau désagrégé assez continu. L'ensemble de versant est façonné dans une des bandes de mangérites cataclasées et d'orthogneiss monzonitiques WNW - ESE qui guident le défonçage et la dissection de tout le centre de Vestvågøy (fig.172 B). Quelques mauvaises coupes autour des fermes de Slydal y montrent des profils semblables aux précédents, avec l'interposition entre le sol (horizon organique noir surmontant un horizon brun sablo-limoneux) et l'arène isovolumétrique de 15 à 20 cm d'arène dérangée sans éléments erratiques identifiables. Prélevée à 50 cm de profondeur, l'arène apparaît fort peu évoluée, avec seulement des traces de fines ; la fraction argileuse est principalement constituée de vermiculite (éch. 689). La présence d'arène va de pair dans cette vallée avec l'absence de creusement par les glaciers locaux, et l'on peut penser qu'en dehors des aires où ces derniers se sont constitués, le travail de la glace ne s'est pas forcément effectué au niveau de la roche saine, tout au moins sur les roches très altérables où les manteaux meubles ont toujours été épais et rapidement reconstitués.

Ce raisonnement vaut également pour les surfaces bosselées qui s'étendent dans le sud de Hadseløy entre 180 et 80 m d'altitude de part et d'autre de la Gullstadelv, en contrebas de l'aplanissement

principal. La présence de cuvettes surcreusées et d'échines rocheuses plus ou moins vigoureuses atteste cependant l'intervention du raclage glaciaire, ce qui explique le contraste de modelés entre ce bas plateau dégradé et les hautes surfaces ondulées entièrement tapissées d'altérite. Bien que le manteau altéré soit beaucoup plus discontinu, il peut cependant être plus épais, spécialement à la base des versants qui encadrent les cuvettes et l'ample berceau suspendu de la Gullstadelv (pl. 3).

En dehors des fonds tourbeux, la plus grande partie de ces topographies est revêtue de moraine de fond reposant sur la roche saine, mais ce phénomène est surtout marqué du débouché du cirque de l'Urvatn, où des épisodes de glaciation locale ont permis un creusement typiquement glaciaire aux dépens du"bedrock"; dans ce cas, on constate d'ailleurs que même les passées de mangérite, les plus écrasées, riches en biotite et presque schisteuses sont restées saines depuis la déglaciation. Mais au-dessus de Melbu (Haug - Nyktuva), le flanc ouest d'une des cuvettes suspendues vers 50 - 60 m d'altitude, que nous interprétons comme des alvéoles incomplètement récurées, présente, sous un boisement clairsemé de bouleaux, des orthogneiss monzonitiques arénisés sur 6 m d'épaisseur au moins. Des boules pouvant atteindre 1 m de diamètre correspondent aux passées les plus massives, tandis que des passées à grain plus fin, fortement diaclasées (jusqu'à 8 diaclases par mètre) sont simplement désagrégées en cailloux aux faces revêtues d'oxyde ferrique. Au sommet de la coupe (une ancienne carrière de sable), un podzol mince surmonte une formation hétérométrique à blocs; celle-ci représente une moraine de fond, partiellement remaniée en formation de pente, et au contact de laquelle l'altérite est fortement dérangée (fig. 172). Cela suggère que la glace est passée par-dessus la roche déjà désagrégée en une arène aux caractéristiques voisines de celles que nous avons décrites précédemment, à l'exception de la présence d'une très faible quantité de kaolinite (éch. 827). En aval de la cuvette, un ruisseau descend vers le strandflat de Melbu en entaillant un gradin où l'arénisation est moindre.

D'autres importants volumes d'arènes existent sur les mangérites plus ou moins cataclasées et métamorphiques (éch. 806 et 807) où s'encaissent les amples vallons de l'est de Hadseløy et le col évasé du Lekangdal (fig.123). Plusieurs coupes bordant la route d'accès à l'émetteur du Storheia y montrent des arènes de teinte ocre ou brune,

épaisses de 1 à 6 m ou plus ; les passées les plus diaclasées (3 à 8 diaclases par mètre), qui sont aussi les plus riches en ferromagnésiens, montrent une désagrégation moins poussée, en volumes anguleux assez friables. Le produit de désagrégation est un sable à gravillons polycristallins, sans trace d'évolution chimique importante (en dehors d'une migration d'oxyde de fer) ; au sommet, ce matériel passe progressivement à une mince couverture morainique qui le remanie partiellement. Les amples vallées en berceau entaillant les mangérites et les orthogneiss correspondent donc à des zones de forte altération, sans doute anciennes et modérément remaniées par les glaciers. Des modelés analogues existent dans les orthogneiss de l'est de Langøy, au nord de Råvold (pl. 3). Ainsi, une importante masse d'arène empâte le fond du vallon suspendu entre le plateau du Nils Persavatn et le strandflat de Skagen ; elle est entaillée en ravins par les ruisseaux qui descendent le ravin de raccordement. De tels ravins existent aussi à l'intérieur de Hadseløy, près de la tête de la Gullstadelv, dans les versants inclinés de 12 à 15° qui s'étendent sous le Storheia. C'est en ce lieu, à 220 m d'altitude, que nous avons trouvé la seule coupe de l'archipel présentant une arène à boules remaniée et litée, sur 1,4 m d'épaisseur, au-dessous d'un sol podzolique portant un peuplement clairsemé de Betrula tortuosa (fig. 172). Comme les formations solifluées du Storheia, décrites dans le chapitre précédent (p. 748), cette coupe suggère que l'arène, dont les caractéristiques sont par ailleurs semblables à celles de toutes les autres (éch. 808) existait déjà lorsque jouaient les processus périglaciaires de mouvement en masse, au Tardiglaciaire.

L'ensemble des basses plates - formes, des dépressions et des vallons d'altitudes variées qui s'étendent sur les flancs ou dans les ensellements des cloisons montagneuses et de quelques grands plateaux de l'archipel semble donc résulter d'un aménagement glaciaire modéré de topographies de dégradation lente à alvéoles et croupes rocheuses, façonnées dans des roches très altérables. Bien qu'étant souvent nettement recoupées par l'abrupt qui domine le strandflat, ces topographies diffèrent peu de celles qui accidentent des parties entières de cette basse surface et auxquelles elles se raccordent parfois par des pentes plus ou moins régulières.

3. Les modelés d'altération et l'individualisation des massifs de la façade maritime

Les massifs montagneux et les plateaux des Lofoten - Vesterâlen se détachent au-dessus d'un ensemble de plates - formes côtières, de bassins et de trouées de basse altitude. A la surface d'aplanissement partiel ainsi réalisée se raccorde le fond de vallées et d'alvéoles appartenant au système de défonçage et de dissection interne des massifs. La coexistence dans ces basses topographies de surfaces rocheuses aux modelés de raclage plus ou moins intacts et de secteurs portant des masses altérées en place, d'épaisseur inégale, peut être liée aux contrastes lithologiques; mais elle exprime aussi d'importantes différences dans les dynamiques glaciaires, comme nous l'avons souligné plus haut dans ce chapitre. En effet, la plupart des topographies raclées de l'étage inférieur ont pu être interprétées comme des véritables fonds d'auge ou des sortes d'épaulements marqués par le passage de puissants courants de glace ; mais le rattachement systématique à un même niveau reste peu explicable en termes d'érosion glaciaire. Il en est de même pour les parties du strandflat qui portent des masses altérées, et qui correspondent souvent aux formes de dissection ou de défonçage les moins typiquement façonnées par l'érosion glaciaire.

a. les alvéoles et le morcellement des massifs

Les basses surfaces qui servent de piedestal aux massifs et aux bas plateaux s'y insinuent localement sous la forme de cuvettes et de dépressions simples ou coalescentes, à peine mieux calibrées que celles qui restent suspendues au-dessus du strandflat. De telles dépressions contribuent au morcellement des cloisons montagneuses de Vestâgøy ; le système le plus caractéristique est celui des deux courtes vallées WE de Mærvold et de Tangstad, creusées à la tête du Steinfjord, parallèlement au replat barré de Mærvold, entre les massifs d'Eggum et des Himmeltindene (pl. 2 et fig. 24). Au nord, la vallée de Mærvold, au fond légèrement surcreusé au-dessous du niveau de la mer, prolonge un vallon assez pentu dont la tête se situe parmi les cuvettes et les alvéoles empâtés , garnis d'arènes, du plateau du Bratskartind (ph. 123) ; ses modelés sont sensiblement analogues à ceux du replat

de Borge, qui ont également subi un net raclage glaciaire, dans la même trouée incomplète. En amont d'une ancienne baie dont la limite est marquée par de petits rebords de terrasse peu marqués entre 15 à 20 m d'altitude, le ruisseau de Mærvold coule au fond d'un étroit ravin en V emboîté dans le fond en berceau du vallon. Celui-ci, qui est encadré par les parois à diaclases courbes des lourdes échines de mangérite sombre, massive, des contreforts sud du Skrådalstind et des Meiene, est encombré par les très gros blocs tombés de ces parois. Quelques blocs ont cependant basculé dans la gorge centrale, à moins qu'ils ne se soient arrêtés sur un étroit replat, sorte de terrasse située entre 2 et 4 m en contrebas du replat principal (fig. 24). Bien que les versants du ravin principal et des ravins affluents, inclinés à 30-35° soient colonisés par un tapis herbacé fourni, coupé de terrassettes formées sous l'effet des passages répétés de troupeaux, de multiples déchirures y sont visibles. Elles montrent que les orthogneiss monzonitiques (éch. 583) qui guident le vallon dans le prolongement du replat barré de Mærvold (WNW - ESE) sont complètement arénisés, sur une épaisseur dépassant localement 10 m. De rares boules, elles-mêmes fragilisées, sont à demi délogées par le ruissellement et forment, avec les blocs éboulés, quelques chaos où se perd le ruisseau. La quantité de gravillons s'accroît vers le bas des coupes. Au-dessous d'un mince horizon organique et d'un horizon brun plus clair, les profils montrent une arène isovolumétrique jaune ou brune, un peu plus fine à l'emplacement des anciennes diaclases que dans les fantômes de boules (éch. 581 et 582), mais partout pauvre en minéraux argileux (0,2 et 0,4 %); la vermiculitisation est moins poussée dans les anciennes boules, qui renferment de l'hydrobiotite. L'incision de la gorge a été permise par ce puissant ameublissement de la roche et nous pensons qu'elle est consécutive à une baisse rapide du niveau marin après la déglaciation; un épisode de stabilisation correspondant à un niveau marin encore élevé (vers 15 m) s'est traduit par l'élaboration de la terrasse intermédiaire. Le début de l'incision et cette courte stabilisation ne peuvent être corrélés dans cette région assez externe qu'avec le stade d'Andøy c'est-à-dire le Tardiglaciaire ancien (cf. supra, chapitre 3) ; il apparaît donc très probable que l'arénisation ait déjà été réalisée ce moment, et qu'elle remonte à des périodes antérieures au dernier

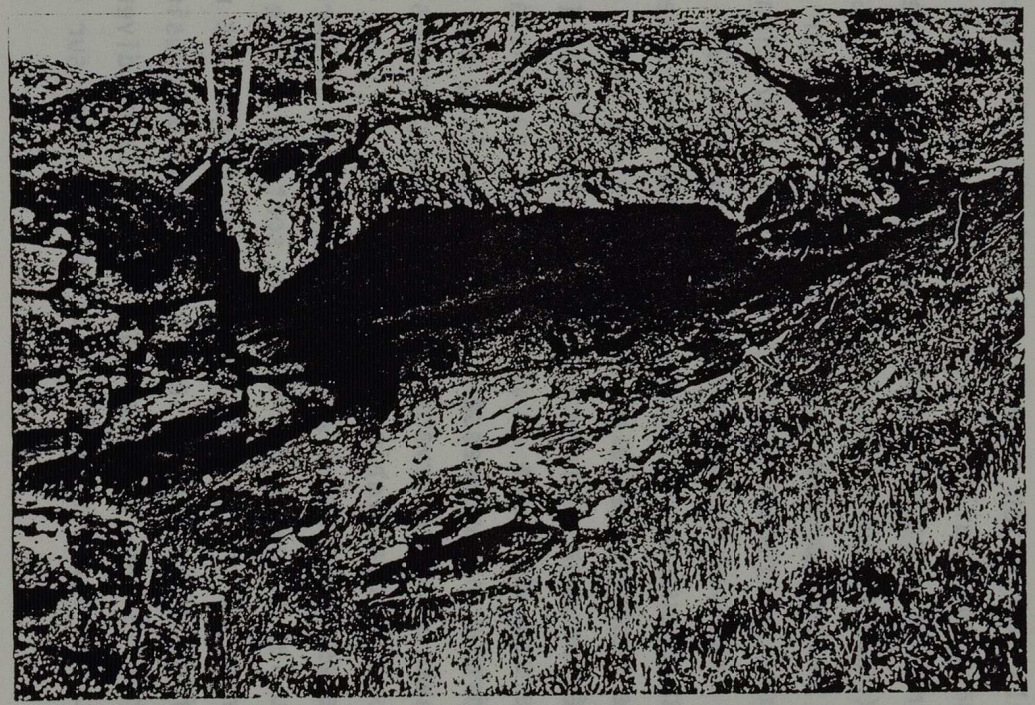


Photo 173 : Arène "dermique" dans les mangérites de Sortland (Vestvågøy).

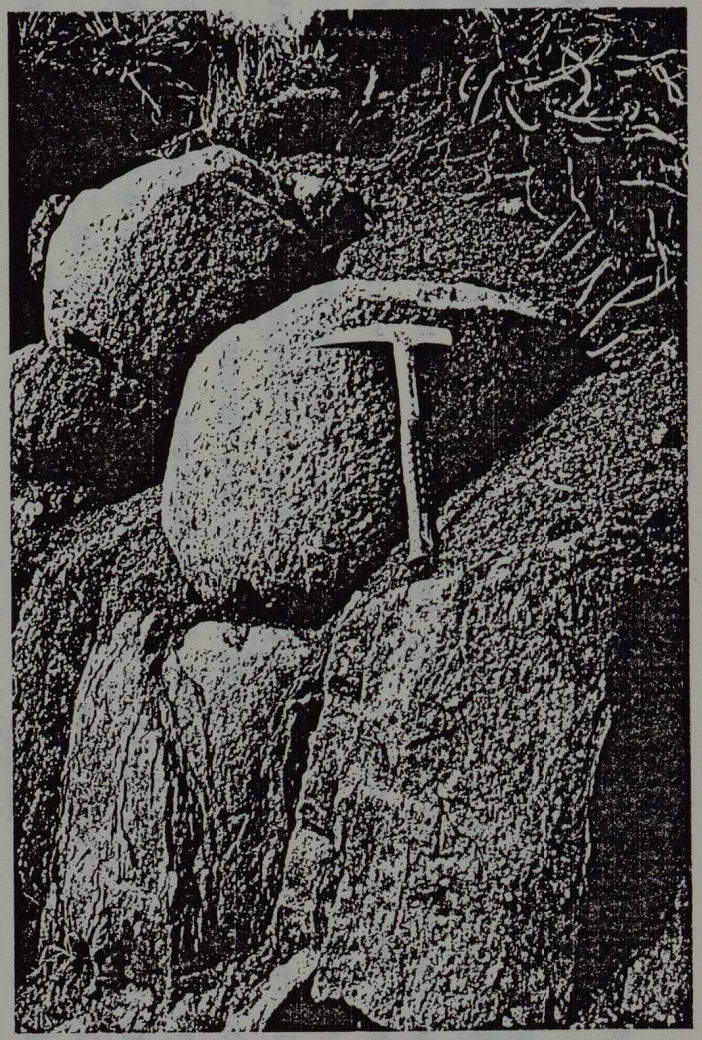


Photo 174 : Migmatites altérées, avec début de formation de boules, à l'est de Myrvold (Langøy ouest).

maximum glaciaire.

En aval de ce vallon, les rives de l'ombilic du Mærvoldpollen présentent les marques d'un raclage plus poussé. Il est vrai qu'à la glace descendue du vallon s'est ajoutée celle qui est venue du cirque surcreusé du Skrådalsvatn, immédiatement au nord, et celle qui débordait depuis le couloir de Borge - Leknes par-dessus l'étroite échine des Meiene. Cependant, si les flancs inclinés de ce court fjord, qui alternent avec une étroite banquette littorale bosselée, montrent surtout des modelés rocheux, au pied des Meiene comme au pied de la barre mangéritique de Mærvold, ils présentent aussi des altérites parfois importantes. Celles-ci s'insèrent parmi des modelés à diaclases courbes qui caractérisent même des parties peu inclinées de la rive nord du fjord, à Sortland (fig. 173). Ces modelés correspondent à des mangérites retromorphosées dans le faciès amphibolite, mais dont la recristallisation complète explique la faible porosité (éch. 578 : 0,70 %) ; les dalles ne présentent en surface ou sous une mince pellicule tourbeuse qu'une très faible altération superficielle (éch. 578, avec une pellicule blanche formant une écaille de quelques dizièmes de mm d'épaisseur au-dessus d'un cortex de teinte rouille épais de quelques mm), mais on se rend compte à la faveur de quelques coupes qu'une puissante altération a fort bien pu se produire en profondeur, à la faveur des diaclases courbes. Une telle arénisation, qui évoque l'altération dermique décrite dans les granites du Limousin par Flageollet (1977), a été observée à Sortland ; sous une surface qui présente toutes les apparences d'un modelé de raclage, cette altération suit des bancs plus divisés et plus orientés au sein d'une roche massive (ph. 173). Il est très difficile, dans ce cas, de faire la part de ce qui revient à une altération post-glaciaire ayant progressé rapidement le long des principales discontinuité, ou à la préservation des horizons profonds d'une épaisse arène à boules et à noyaux sains volumineux.

Le problème se pose également à la base du verrou du Skrådalsvatn, où l'émissaire du lac suspendu a creusé une sorte de petite gorge peu profonde, assez large, au profil longitudinal rectiligne, et même convexe vers la base (fig. 173). Son versant ouest, haut de plusieurs mètres, montre des roches saines, divisées par des diaclases diversement orientées au-dessus du noyau massif à diaclases courbes sur lequel

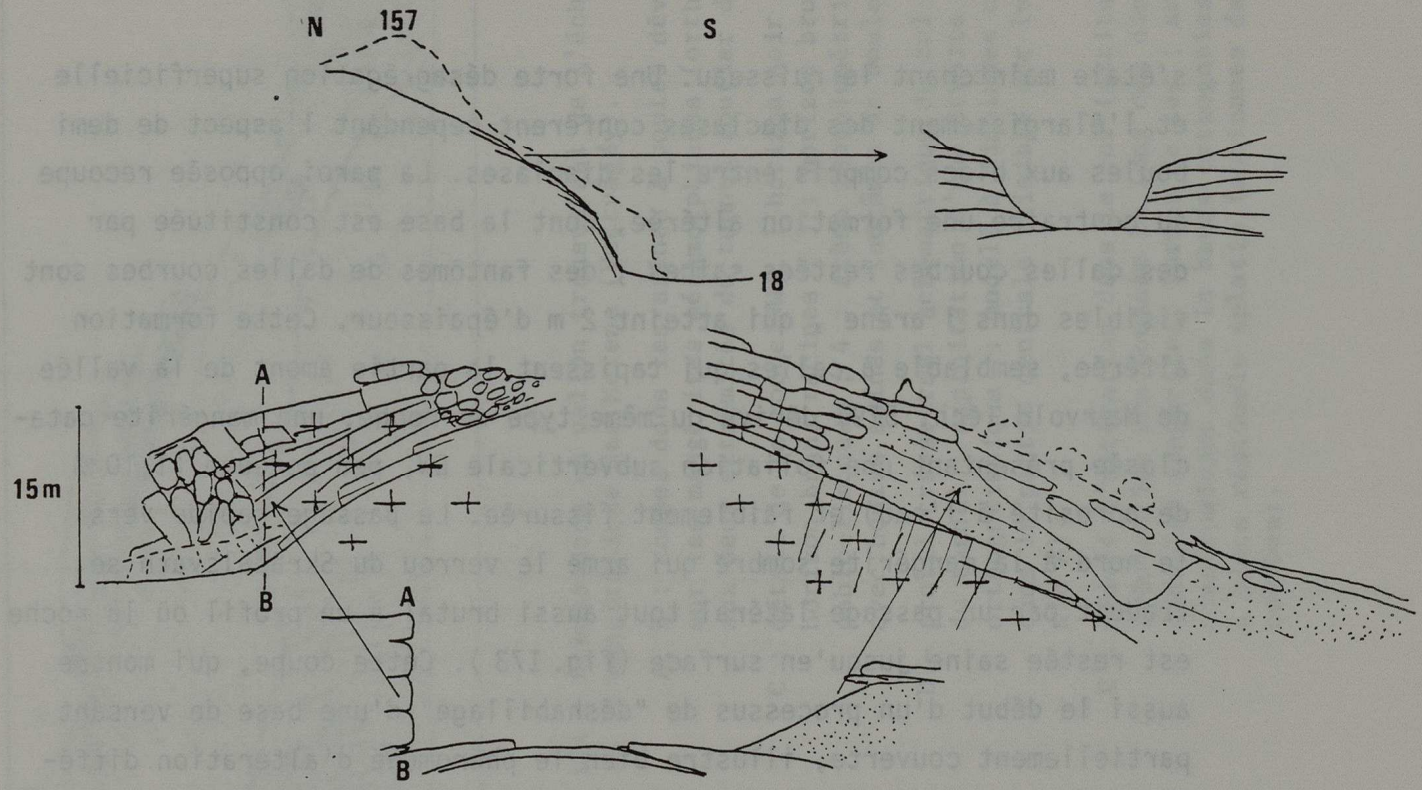
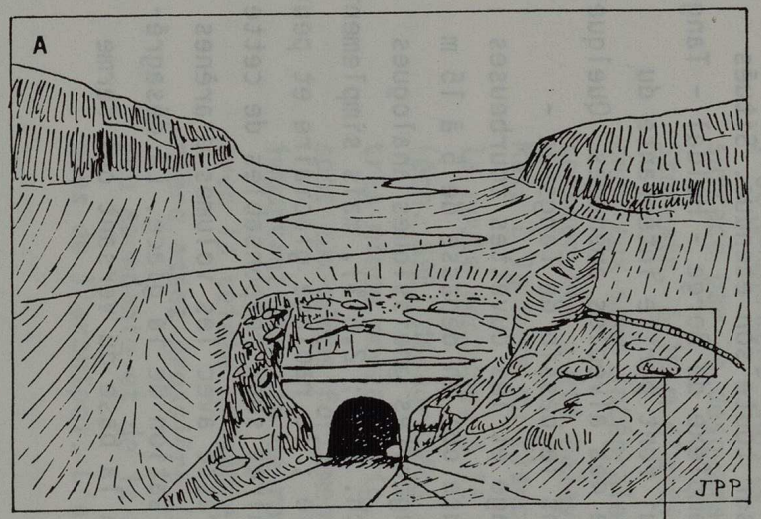
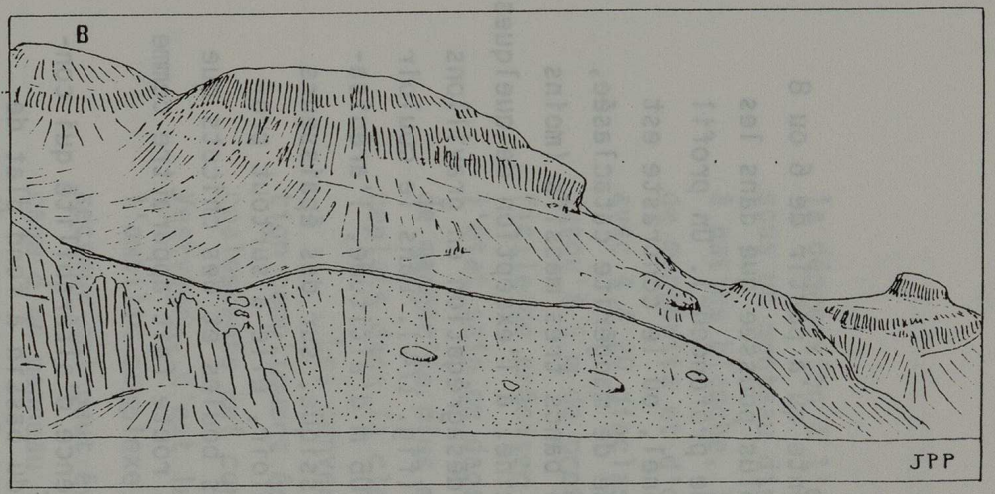


Figure 173 : Arènes et modelés à diaclases courbes dans le versant nord du vallon de Mærveld (Vestvågøy).
En haut : profil longitudinal schématique de l'émissaire du Skrådalsvatn, et profil du versant ouest (tireté) : le ruisseau entaille un système de dalles courbes et coule sur certaines d'entre elles, 2 à 5 m. sous la surface du versant.
En bas : modelés d'altération dans les mangérites à la base du versant, de part et d'autre du ruisseau (profil transversal et coupes vues de face), à gauche : désagrégation peu poussée sur une lèvre de fracture ; à droite : arénisation, en partie à la faveur d'une bande orthogneissique, et pénétrant le long des diaclases courbes (arène grise sous horizon organique brun-noir et mince horizon brun (15-20 cm).

s'étale maintenant le ruisseau. Une forte désagrégation superficielle et l'élargissement des diaclases confèrent cependant l'aspect de demi boules aux blocs compris entre les diaclases. La paroi opposée recoupe au contraire une formation altérée, dont la base est constituée par des dalles courbes restées saines ; des fantômes de dalles courbes sont visibles dans l'arène , qui atteint 2 m d'épaisseur. Cette formation altérée, semblable à celles qui tapissent la partie amont de la vallée de Mærvold (éch. 579) dérive du même type de roche, une mangérite cataclasée présentant une foliation subverticale EW, peu poreuse (1,10 % de porosité à l'eau) et faiblement fissurée. Le passage rapide vers le nord à la mangérite sombre qui arme le verrou du Skrådalsvatn se traduit par un passage latéral tout aussi brutal à un profil où la roche est restée saine jusqu'en surface (fig. 173). Cette coupe, qui montre aussi le début d'un processus de "déshabillage" d'une base de versant partiellement couverte, illustre bien le phénomène d'altération différentielle qui a présidé à l'évidement de la dépression de Mærvold.

La même observation peut être réalisée sur le flanc sud de cette courte vallée, au contact avec la longue échine de mangérite brune, massive des Meiene (fig. 24). Celle-ci se présente comme un alignement de grosses buttes ou de dômes rocheux séparés par des couloirs de fractures transversaux ou obliques. Le fond du plus large de ces couloirs présente une arénisation aussi poussée que dans la partie amont du vallon de Mærvold, entre deux abrupts de roche saine. D'excellentes coupes y sont visibles, aux extrémités du tunnel routier qui relie la dépression de Tangstad à celle de Mærvold et à Unstad (fig. 174). Comme dans le cas précédent l'arénisation est limitée à une mangérite cataclasée, faiblement orientée et peu divisée (2 à 6 diaclases par mètre) dont nous avons pu prélever un échantillon sain à 20 m de profondeur environ, à l'intérieur du tunnel (éch. 585 ; sa porosité à l'eau est assez forte : 2,2 % mais la roche semble être quelque peu fragilisée, en liaison avec le creusement du tunnel) ; le contact avec les mangérites massives analogues à celles de la barre de Mærvold (éch. 578) est souligné de part et d'autre par des zones d'écrasement subverticales où la roche est presque schisteuse (fig. 174). A l'entrée ouest du tunnel, l'arénisation affecte la roche sur 1 à 4 m d'épaisseur et respecte des boules aplaties correspondant à d'anciennes dalles





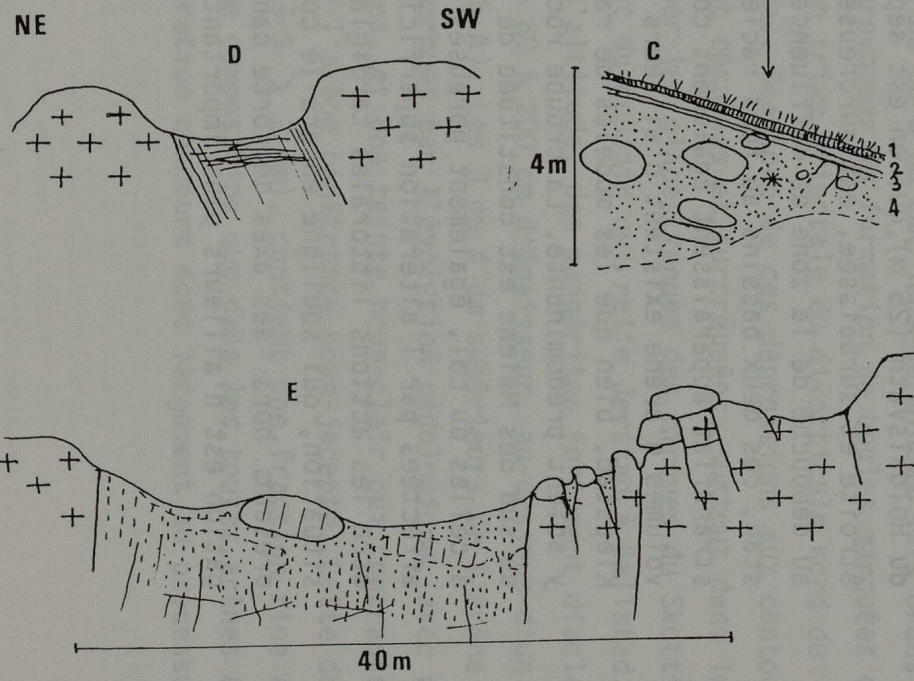


Figure 174 : Arènes dans un vallon transversal de l'échine mangéritique des Meiene (Vestvågøy).

A, B : coupes dans les arènes à boules développées sur les mangérites métamorphisées (orthogneiss) aux deux extrémités du tunnul routier des Meiene.

C : détail de la coupe NW ; 1 horizon noir Ao ; 2 : horizon brun, racines ; 3 : horizon brun-rouge sablo-limoneux ; 4 : arène isovolumétrique, avec boules saines et fantômes de boules.

D - profil transversal schématrique du col au-dessus du tunnel : exploitation d'une étroite bande orthogneissique : modelé à diaclases courbes dans la partie centrale (visible sur le dessin A).

E : modelé d'altération dans le col (altitude : 105m) arénisation peu poussée le long des diaclases dans les mangérites, formes de tor ; arènes plus épaisses dans la bande orthogneissique ; à blocs résiduels aplatis (anciennes dalles courbes).

courbes ; la roche n'est entièrement cohérente qu'à partir de 6 ou 8 m de profondeur. L'altération est à peine plus poussée que dans les cas précédents (éch. 584, prélevé à 1,2 m de profondeur). Un profil analogue est visible à la sortie est du tunnel, où le contraste est brutal entre les arènes formées sur la bande de mangérite cataclasée, plus étroite ici, et la mangérite brune, en bancs très massifs (moins d'1 diaclase par mètre) ; celle-ci reste saine, à l'exception de quelques étroites passées fortement divisées où une désagrégation en gravillons a progressé jusqu'à 2 ou 3 m de profondeur (fig. 174). Dans le couloir proprement dit, qui forme un étroit col à 105 m d'altitude, l'arénisation est également confinée à la bande gneissique, sur des épaisseurs de 1 à 1,5 m ; mais sur les bordures du couloir, elle a surtout progressé le long des diaclases, préservant des boules et des chicots que leur déchaussement en bordure de l'ancienne route fait apparaître comme de véritables tors (fig. 174).

C'est également une brutale différence d'altérabilité qui contrôle la retombée sud des Meiene au-dessus du bassin à fond plat de Tangstad - Klepstad (fig. 171). Celui-ci, compris entre 0 et 25 m d'altitude, est simplement surcreusé à son extrémité ouest, entre les Meiene et la paroi nord des Himmeltindene , tandis que son annexe méridionale du Holdalsvatn (25 m),qui en est séparée par une cloison mangéritique étroite et surbaissée, est surcreusée sur toute son étendue. Situés au débouché de la zone de diffluence complexe de Borge - Holdal - Tangstad, ces deux bassins au fond raclé qui font partie intégrante du strandflat apparaissent également comme des alvéoles aménagés. Quelques volumes d'arène existent d'ailleurs dans le bassin de Tangstad - Klepstad, bien que les modelés de raclage et les cuvettes tourbeuses y soient prédominante. La croupe rocheuse qui en dépasse de 5 à 15 m au sud des Meiene est constituée de mangérites gneissiques analogues à celles du col, également poreuses (éch. 587 : 2,6 %), mais simplement affectées par l'altération superficielle ; le raclage glaciaire et peut être les actions littorales tardiglaciaires sont responsables de cette situation, qui souligne encore le contraste avec les volumes d'arènes présents hors des axes de forte canalisation de la glace. La désagrégation est d'ailleurs plus importante à la base du versant qui ferme

la dépression à l'est, au pied du replat de Borge, à 45 m d'altitude sous un manteau discontinu de moraine renfermant des blocs de mangérite à patine blanche, la concavité basale du versant correspond à une bande de mangérite et d'orthogneiss fortement fracturés (zone de fractures, avec 4 à 20 diaclases par mètre), désagrégée en graviers et en sables jusqu'à 5 m de profondeur (fig. 171). Ces formations dont il est difficile de préciser si elles ont été exploitées par les glaciers à l'état sain ou dans leur état actuel, alternent avec d'étroites bandes de mangérite plus massive, très peu poreuse (éch. 590) qui forment des replats dans la cloison SE de l'alvéole, entre Klepstad et Holdal.

Les convergences entre l'altérabilité et une forte fracturation compliquent également l'interprétation des cuvettes et des bassins coalescents qui constituent le piedestal des massifs dans le sud de Vestvågøy. C'est le cas des larges surfaces bosselées qui encadrent l'ombilic complexe et faiblement surcreusé du Buksnesfjord, dans un secteur qui peut éventuellement dériver de l'aménagement et du défonçage d'un panneau légèrement affaissé (cf. chapitre I, p.147). Les flancs des couloirs de fractures qui sillonnent la plate-forme mangéritique bosselée de Ballstad en avant des cirques du Skottind, entre 0 et 60 m d'altitude (ph. 58) sont affectés par la désagrégation granulaire sur des épaisseurs de 50 à 80 cm, sous de minces sols bruns ; ce phénomène suffit à provoquer la formation de boules marquées en surface par la desquamation (rive orientale du diverticule nord du Storvatn, à 10 m d'altitude). Beaucoup de ces dépressions aux contours anguleux sont intégralement récurées et surcreusées, surtout dans le secteur qui a été balayé par les glaces venues des cirques du Skottind. Mais à la base du flanc est du couloir qui relie Jerstad à Ballstad, la route recoupe, à 16 m d'altitude, des mangérites fortement diaclasées (éch. 696) désagrégées sur 60 à 200 cm d'épaisseur, au-dessous d'un très mince podzol (fig. 175 A). Les 3 ou 4 dm supérieurs de l'arène sont eux-mêmes fortement marqués par l'évolution pédologique, avec un important chevelu de racines, et une teinte brun-clair qui contraste avec la teinte grisâtre de l'arène pénétrante sous-jacente. Cette dernière, assez grossière (60,5 % $>$ 2 mm), contient une fraction fine aussi peu abondante et de la même composition que dans les toutes arènes épaisses de l'archipel. L'altération concourt donc largement au processus

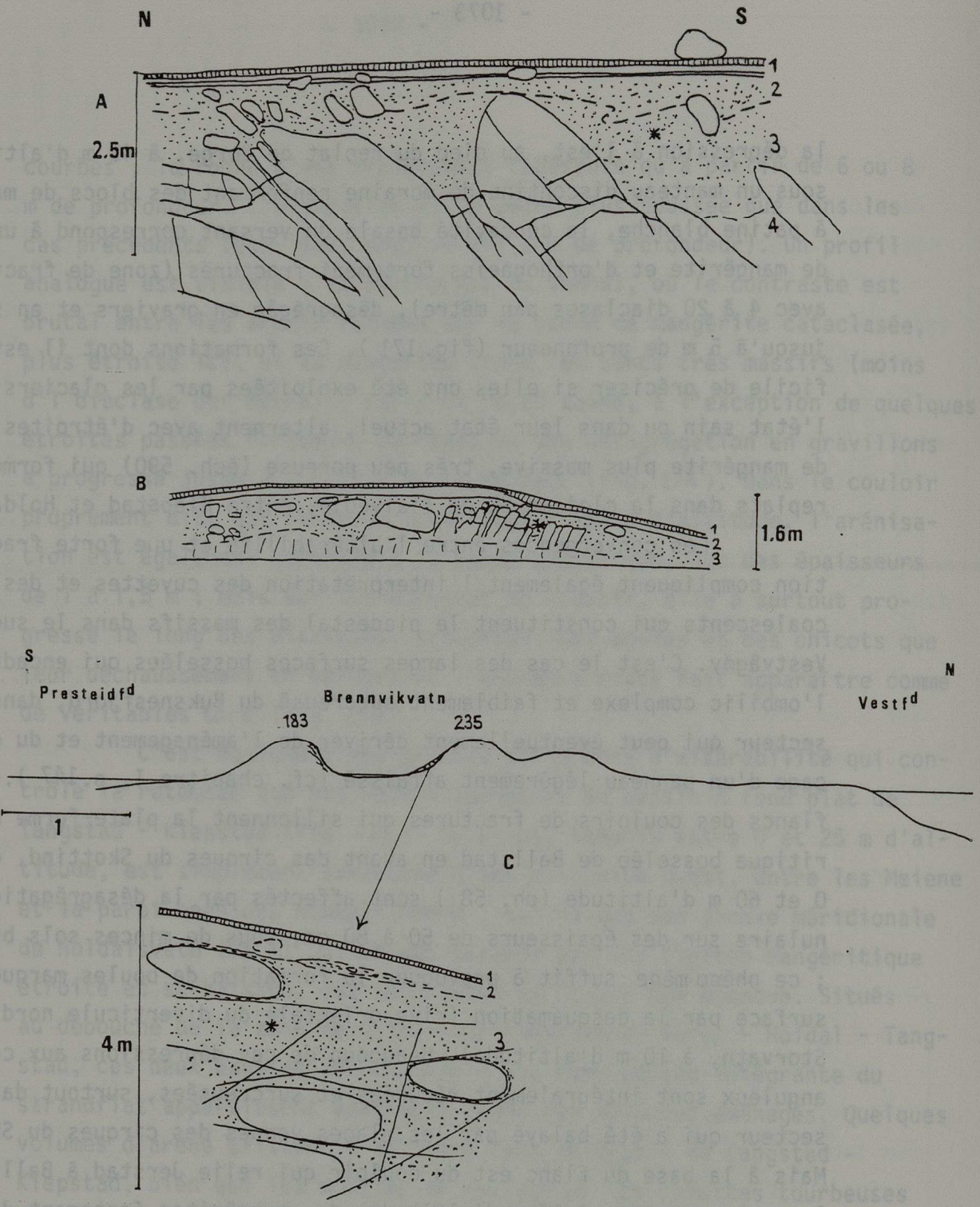


Figure 175 : Altération des roches monzonitiques sur les basses plates-formes raclées des rives du Vestfjord.

A - mangérites altérées à Jerstad (couloir de Bukines-Ballstad, Vestvågøy) ; altitude : 16 m. ; 1 : Ao-1, A2 irrégulier, B ; 2 : sable brun-clair ; 3 : arène grisâtre, avec cloisons rougeâtres (diaclases) ; 4 : début de désagrégation en gravillons polycristallins, astérisque : éch. 695

B - mangérite altérée à Stamsund (magasin Jvstad) ; 1 : Ao noir ; 2 : horizon sableux gris ; 3 : désagrégation en sables et gravillons, surtout le long des diaclases.

C - orthogneiss altérés sur le flanc nord de l'ombilic du Brennvikvatn. 1 : Ao ; 2 : sable ocre-clair, poches silteuses avec cailloux anguleux (moraine) ; 3 : arène, avec traces d'anciennes dalles courbes, boules inégalement cohérentes et vestiges de cortex concentriques - astérisque : éch. 848).

d'évidement des bandes fracturées, entre les masses de mangérite peu diaclasées qui constituent de vigoureuses bosses saillantes hautes de 5 à plusieurs dizaines de mètres. Une telle arénisation paraît cependant exceptionnelle dans les couloirs et les cuvettes du sud de Vestvågøy, où nous n'avons le plus souvent observé, comme sur les rives du Storvatn, qu'une désagrégation incomplète, sur de faibles épaisseurs. A Stamsund, devant le magasin Justad, la désagrégation sur les flancs d'une éminence de mangérite inégalement divisée peu poreuse (éch. 371) n'aboutit qu'à la production, sous un mince podzol, de sables et de gravillons sur quelques dm d'épaisseur ; des bancs peu diaclasés restent sains jusqu'en surface (fig. 175 B). Des profils analogues sont visibles dans les couloirs de fracture des rives du Finstadpollen.

De tels contrastes traduisent probablement une inégale efficacité du raclage glaciaire. Notons que les cuvettes et les croupes faiblement altérées de Stamsund se trouvent dans le prolongement d'un fond de cirque qui a pu être parcouru lors des phases initiales des glaciations et des stades glaciaires par un glacier plus étendu que celui qui a édifié une belle moraine de poussée à l'intérieur du cirque au Tardiglaciaire. A l'opposé, le couloir de Jerstad n'a pu être parcouru - obliquement - que par les glaces d'inlandsis. Il en est de même pour le vallon de Bergsdalen - Hol, qui descend du massif mangéritique du Sletheia pour se raccorder au strandflat sur la rive NE du Buksnesfjord (pl. 2). Le fond en berceau de ce vallon tapissé d'arène est simplement séparé de la basse plate - forme par un seuil rocheux surbaissé où pointent quelques roches moutonnées marquées par une forte altération superficielle. Une coupe dans ce verrou montre que les pointements correspondent en fait au sommet de boules émergeant d'un manteau arénisé épais de 2 m au moins (fig. 176 ; Peulvast, 1978). Une de ces boules a été partiellement dégagée, sa base étant restée enracinée dans l'arène; ce dégagement remonte à la dernière glaciation ou à une période antérieure, puisque la partie supérieure de la boule est emballée dans un matériel morainique où se mêlent des éléments allochtones (cailloux surtout) et locaux (matrice sableuse brune à éléments feldspathiques, probablement issue de l'arène : éch. 742) ; dans celle-ci, la pédogénèse est responsable d'une granulométrie plus fine que dans l'arène *in situ* sous-jacente - éch. 743 - , mais les proportions de minéraux argileux - illite, hydrobiotite, vermiculite - res-

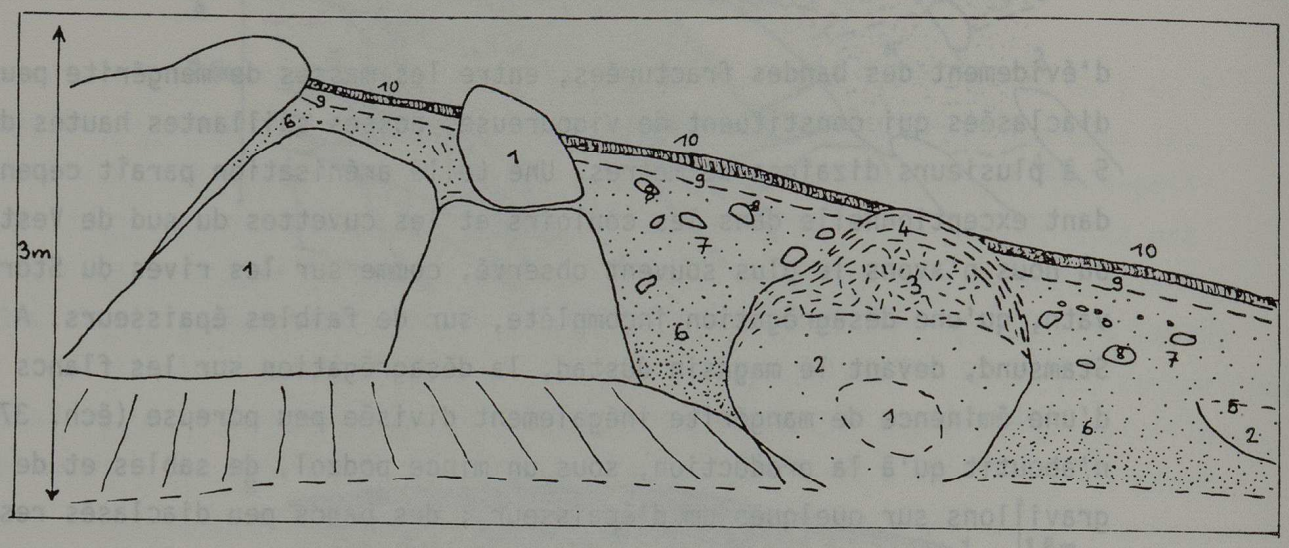


Figure 176 : La coupe de Hol-Bergsdalen (Vestvågøy).
Superposition de l'altération post-glaciaire à une altérite à boules préwürmienne tronquée, au sein d'un matériel morainique.

1. Roche saine (mangérite).
2. Début de décohésion ; préservation de la teinte et de la structure.
3. Roche désagrégée, restée grise.
4. Pseudo-foliation, concentrique.
5. Fantôme de boule, tronqué au niveau de la base de la moraine.
6. Arène non dérangée, ocre.
7. Matrice de la moraine, issue d'arène remaniée, ocre.
8. Cailloux subanguleux, quelques galets mal roulés (gneiss, roches basiques).
9. Horizon B brun, ocre vers le bas, à forte réduction granulométrique.
10. Horizonx A de podzol (20 cm.).

Remarquer la limite très floue entre l'arène en place et l'arène dérangée mêlée à du matériel morainique.

tent exactement les mêmes). L'altération post-glaciaire se réduit à la formation d'un podzol sur le tout, et à la décomposition partielle du sommet de la boule au sein du nouveau manteau de débris (éch. 741, montrant une simple désagrégation, sans décoloration, et avec une très faible production d'argile). On peut donc affirmer ici que la glace est restée incapable de déblayer complètement une arène pré-vistulienne et de bousculer tout à fait un tor, ce qui laisse penser que son rôle peut être mineur dans l'évidement du vallon - en fait, un profond alvéole - et le façonnement de la partie correspondante de l'aplanissement inférieur.

Des dépressions du même type contribuent à morceler les reliefs de Hamarøy ; elles se raccordent plus ou moins bien à sa plaine intérieure et aux basses surfaces bosselées qui, en bordure du Vestfjord, arasent les orthogneiss monzonitiques au pied des mangérites du Hammesfjell. L'une des plus vastes, celle du lac de Presteid (pl. 5), est en grande partie surcreusée, et elle communique avec le Presteidfjord par un seuil très bas alternativement parcouru au fil des marées par des courants de flot et de vidange. Sur les rives du lac existent cependant des espaces plats, tourbeux revêtus d'un manteau morainique discontinu à blocs d'origine locale ; à Dragseidet, quelques éminences de 10 à 30 m d'altitude représentent des roches moutonnées d'orthogneiss à biotite peu divisé (1 à 2 diaclases par m) moyennement poreux (éch. 710 : 1,80 % de porosité à l'eau). Elles ne présentent qu'une très faible altération, sous la forme d'un blanchissement superficiel accompagné d'une légère perte de cohésion et d'une accumulation d'oxyde de fer à quelques cm de profondeur. Ces modelés contrastent avec ceux de la base de certains versants encadrant la cuvette. Au nord, près du cimetière d'Oppeid, une coupe montre dans la partie supérieure de la concavité basale d'un versant incliné à 20° un orthogneiss gris, fortement orienté, en pendage 16° WSW, où alternent des passées feuilletées, riches en biotite, et des passées plus massives à traînées de minéraux ferromagnésiens (éch. 704). Sous un sol brun peu épais et un mince horizon de graviers dérangés, la roche est altérée en une arène isovolumétrique épaisse de 3 à 5 m au moins; la désagrégation touche surtout les bancs feuilletés, avec une ouverture des feuillets, une progression plus marquée le long des diaclases,

et une forte altération d'ensemble des biotites. La production de fines y est très faible (éch. 705), tandis qu'elle est plus importante à la base du sol surincombant (éch. 706). Le sol paraît littéralement "plaqué" sur cette arène, qui conserve des boules ou "sacs de laine" (Godard, 1977) correspondant aux bancs massifs (ph. 4). Des profils analogues sont visibles sur les orthogneiss de Kalstad, plus riches en biotite, dans la cloison SW de la cuvette de Presteid ; on y observe, comme dans le cas précédent, l'absence de moraine et de blocs erratiques en surface, alors que ces matériaux abondent sur la plate - forme raclée en contrebas.

Plus spectaculaire encore sont les profils d'altération visibles dans les flancs des cuvettes surcreusées qui défoncent les reliefs peu élevés du nord de Hamarøy, à Oppeid et autour du Brennvikvatn. A Oppeid, la retombée est des collines mangéritiques du Veten (264 m) est entaillée par un petit bassin surcreusé et plusieurs couloirs de fractures qui descendent vers les rives inclinées du Presteidfjord (pl. 2). Une petite carrière ouverte en bordure ouest de la route d'Oppeid à Tranøy montre que ces dépressions sont façonnées dans des mangérites sombres à grain grossier partiellement rétromorphosées, peu fissurées et peu poreuses (éch. 837) ; leurs flancs, qui présentent de multiples roches moutonnées et pointements correspondant à un débit en dalles courbes, peuvent également présenter de puissants phénomènes de désagrégation, avec des arènes dermiques très semblables à celles de Sortland (ph. 173) ; celles-ci sont développées le long des passées d'orthogneiss jusqu'à 6 ou 8 m de profondeur , sous un sol organique très mince plaqué sur les dalles saines comme sur les passées altérées. Les lits basiques intercalés dans les orthogneiss restent sains, au milieu d'une arène que présente exactement les mêmes caractéristiques que dans les cas précédents (éch. 838). Les passées de mangérite les plus diaclasées sont également arénisées, tandis que près de cette coupe, des affleurements de cette même roche, qui apparaît peu poreuse (éch. 839 : 0,7 %) présentent simplement, sous le même horizon organique un cortex blanchi en surface, de teinte rouille à quelques mm de profondeur.

Des coupes semblables existent dans les flancs de la cuvette partiellement surcreusée du Brennvikvatn, qui s'allonge de l'ESE à

l'WNW au nord du Presteidfjord, à l'abri de collines vigoureuses (Tommerås, 183 m ; Vasbotnås, 235m) disposées en un fer à cheval ouvert à l'ouest. Cette dépression en berceau, fermée par un verrou très bas, à 9 m d'altitude, se raccorde à la plate - forme bosselée de Formo - Røsnes (0 à 60 m) et se trouve encadrée par des versants concaves couronnés par des ressauts à diaclases courbes (fig. 175). Vers la base, le versant nord est entaillé par d'anciennes carrières, près de Forskog (30 m) ; sous un manteau morainique très mince, discontinu et dépourvu de blocs, les orthogneiss monzonitiques qui constituent les collines comme le plancher de la dépression (éch. 847) sont arénisés sur 4 à 6 m d'épaisseur au moins (éch. 848), à l'exception de grosses boules résiduelles. A l'inverse, des roches du même type (éch. 849) apparaissent parfaitement saines en dehors de la cuvette, à la base de l'extrémité ouest du Hellandsås (pl. 5), où elles conservent au niveau de l'estran des modelés d'abrasion glaciaire (figures de broutage indiquant un passage de la glace depuis l'ESE). Le surcreusement du Brennvikvatn est lié au passage de ce courant de glace, mais hors de l'axe de l'alvéole, le raclage paraît être resté peu efficace.

On constate en tout cas que les volumes altérés sont moins nombreux et moins puissants dans les espaces plus ouverts, et en particulier sur les topographies inégales qui s'étendent à basse altitude, au-dessus du strandflat proprement dit.

b. des modelés d'altération sur les reliefs inégaux de l'étage inférieur.

Nous avons déjà souligné l'importance des modelés de raclage glaciaire sur les reliefs inégaux de basse altitude - systèmes de croupes et de collines plus ou moins vigoureuses, très bas plateaux tourbeux - qui s'étendent sur les bordures, au milieu ou au débouché de bassins étendus, à quelques dizaines de mètres au-dessus des rivages et des plates - formes plus régulières qui s'y raccordent. Sur ces parties hautes de l'aplanissement partiel inférieur, l'altération paraît cependant jouer un rôle important dans l'évidement.

L'aspect des modelés de raclage dans la dépression centrale de l'ouest de Langøy nous a déjà permis de suggérer que les glaciers se sont contentés de dégager des crypto-reliefs formés sous un manteau

d'arène, dans le complexe de croupes migmatitiques de 20 à 70 m d'altitude du secteur de Ramberg - Strømsnes (cf. supra, p. 931). Alors que sur ces croupes, on assite, en dehors des diaclases élargies par la désagrégation granulaire, à une simple altération superficielle des migmatites massives (rive est du Pollvatn, 19 m, éch. 389) il existe les marques d'une désagrégation plus poussée dans les flancs des couloirs façonnés le long des passées les plus divisées. En bordure de route, 20 m au sud de l'émissaire du Pollvatn, ces gneiss très divisés sont désagrégés sur 50 à 80 cm d'épaisseur, en graviers et en sables grossiers de teinte brune ou rougeâtre, (même les porphyroblastes de feldspath sont désagrégés); la production de fines reste faible (éch. 390, prélevé à 40 cm de profondeur, avec 0,5 % d'éléments $< 2\mu m$) et seule de la vermiculite est formée. Des profils analogues, ou témoignant d'une désagrégation encore plus poussée, ont été observés plus au nord, sur le rebord sud de la cuvette tourbeuse légèrement suspendue qui sépare le Veggefjell des collines bordières du Jørgenfjord (fig. 30). Sous ces reliefs émoussés souvent tapissés de tourbe, les gneiss migmatitiques peu poreux (éch. 393 : 0, 8 %), sombres, à tendance porphyroblastique, sont fortement altérés le long des passés les plus diaclasées, comme on peut le voir dans la carrière ouverte à l'est de Myrvold ; dès que l'espacement des diaclases dépasse 20 cm, la roche reste saine jusqu'en surface ou constitue des boules en cours de desquamation (ph. 174). L'arène, aussi peu évoluée que dans le cas précédent (éch. 394), mais renfermant un peu de smectite tri-octaédrique, est surmontée par un horizon sableux rougeâtre, sous 20 cm d'un horizon tourbeux ; localement, un léger fauchage superficiel peut y être observé, résultant de faibles déplacements dans les versants. Ces modelés s'inscrivent cependant dans des topographies très émoussées, où il reste difficile d'établir si le dégagement de lourds pointements et l'évidement des couloirs se sont faits aux dépens d'un matériel sain, en fonction de son inégale division, ou aux dépens d'un matériel déjà partiellement altéré .L'altérabilité étant en grande partie associée au degré de macrodivision, ce cas de convergence reste difficile à débrouiller.

L'association des volumes altérés avec des modelés de raclage du lit rocheux est moins évidente dans les basses surfaces ondulées qui dominent les fonds de bassins ou les auges à fond plat du centre

de Vestvågøy. Ou bien ces surfaces sont inégales et présentent des roches saines ou simplement altérées sur quelques cm - par exemple dans l'étroit replat façonné sur le flanc nord du petit massif de roches basiques de Borge, sur la rive nord de l'yt - Borgpollen (fig. 177) - ou bien elles sont très douces, et d'épaisses arènes leur sont associées. Le cas le plus typique à cet égard est celui des collines de Borge (40 à 58 m), qui séparent le bassin des Borgpollene de celui de Borge - Leknes (fig. 177). Elles prolongent dans ce couloir, les basses pentes de l'éperon de Borge et se rattachent au même niveau topographique que le "col" de Liland, ligne de partage des eaux entre les deux parties du couloir (pl. 2). Elles sont séparées de ce col par l'ombilic du Lilandsvatn, surcreusé au débouché du Slydal et d'un court vallon du Hanberg, et elles apparaissent elles-mêmes découpées par quelques couloirs de fractures ; ceux-ci ont permis le passage de l'émissaire du lac entre les deux collines les plus vigoureuses, alors qu'un large seuil surbaissé constitue une séparation beaucoup moins marquée du lac vis-à-vis de l'indre Borgpollen. Malgré ce découpage, les formes des collines sont très douces, et l'on constate autour de l'église de Borge que cette douceur est associée à une couverture d'arène d'où dépassent quelques pointements rocheux moins vigoureux que ceux du replat qui leur fait face. Sur le flanc nord de la colline qui porte l'église, à 30 m d'altitude, une petite coupe montre que la roche en place, une mangérite sombre hachée par un réseau serré de diaclases NNE - SSW le long desquelles se développent une sorte de feuilletage et même une foliation subverticale (éch. 619), est arénisée sur 1,8 m d'épaisseur au moins ; l'arène n'est dérangée qu'en surface, sous un mince podzol et elle présente, à la base de cet horizon dérangé et coloré en brun ou ocre (horizon B) , une proportion de fines non négligeable (éch. 618 : 13,5 % $< 20\mu m$; 2,5 % $< 2\mu m$), comme dans la plupart des horizons supérieurs des profils d'altération ; mais les minéraux argileux (vermiculite, illite) y sont les mêmes que dans l'arène isovolumétrique, au sein de laquelle la désagrégation fournit surtout des sables grossiers et des gravillons polycristallins (fig.178).

Plus au sud, les collines et les très bas plateaux qui bordent à l'est le bassin de Leknes, au pied du col de Hage, présentent des formes et des modelés voisins, avec des cuvettes qui constituent

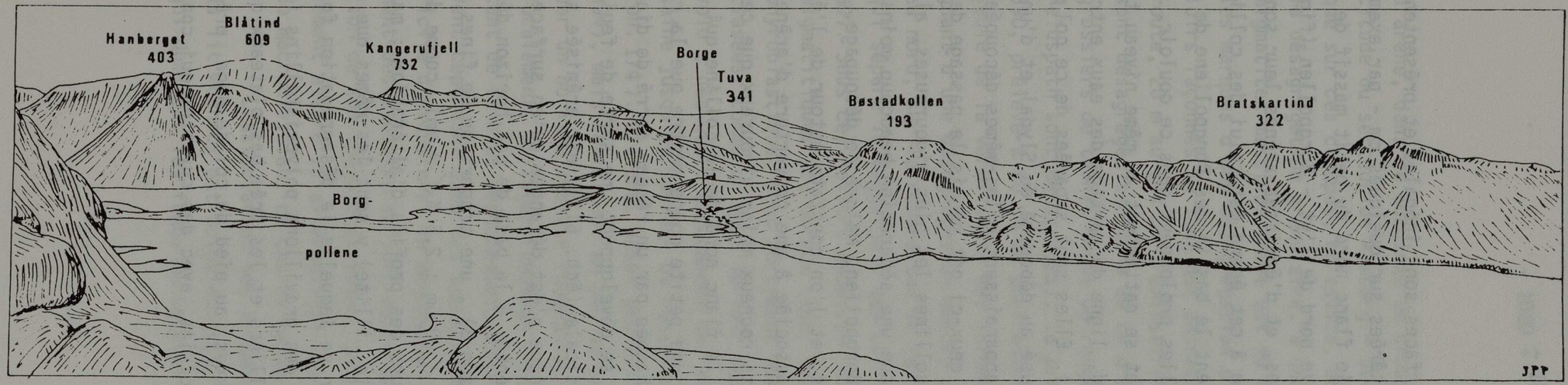


Figure 177 : Les Borg-pollene et le couloir de Borge, vus vers le SSW depuis la Torvdalsfjell. Reliefs bosselés de basse altitude, entre 10 et 50 m. au-dessus du strandflat, en contrebas des topographies ondulées de la surface principale des Lofoten et des alvéoles et knobs qui en dérivent (massif gabbro-dioritique du Bøstadkollen). Certains des reliefs peu élevés sont revêtus d'arènes (collines de Borge), les autres présentent surtout des modelés de raclage (replat visible à droite).

à l'intérieur de cette basse surface des alvéoles peu ou pas surcreusés (pl. 2). Dans le flanc ouest du Borgen (113m), au-dessus du petit couloir orthoclinal creusé au contact avec les roches du groupe de Leknes, les mangérites et les orthogneiss monzonitiques, disposés en bandes alternées de pendage variable, sont plus irrégulièrement altérés. Dans certaines coupes, on observe, sur 3,5 m, une désagrégation en cailloux ou en esquilles passant vers le haut à des graviers et des sables rougeâtres sous un sol à tendance podzolique (fig. 178, éch. 350) ; ailleurs, la présence de bancs plus massifs (éch. 351) explique le maintien de boules dans les arènes un peu plus évoluées. Comme dans les secteurs tout proches du col de Hage et de l'alvéole de Hol - Bergsdalen, ces coupes évoquent les effets d'un raclage glaciaire inégal et incomplet de roches altérées, mais les arguments manquent pour éliminer l'hypothèse d'une altération entièrement post-glaciaire.

Les surfaces bosselées du nord de Hamarøy, marquées par un puissant raclage sur la rive sud du Vestfjord, permettent précisément de se faire une idée de l'importance de l'altération post-glaciaire à basse altitude sur les orthogneiss monzonitiques massifs plus ou moins bien nivelés au pied du Hamnesfjell. Les systèmes de croupes et de dépressions qui accidentent les basses péninsules de Buvåg et de Tranøy (pl. 5) présentent en effet entre 20 et 70 m d'altitude des modelés de roches moutonnées dissymétriques limitées par des couloirs de fractures et par des corniches dont les multiples ressauts soulignent un système de diaclases courbes subhorizontales. La plate-forme un peu plus basse de Tranøy présente en outre les traces d'une brève immersion tardiglaciaire, sous la forme de nombreux placages de sables coquilliers. Les phénomènes d'altération ne sont cependant pas absents de ces roches qui, avec leur foliation très marquée et leur composition assez proche de celle d'un granite (éch. 699, 717), s'apparentent aux roches fortement altérées du bassin de Presteid. Il s'agit généralement de marques de désagrégation granulaire assez superficielles, sur les roches nues ou sous des podzols minces ; dans le premier cas, on assiste à l'effritement des rebords de dalles en gravillons blanchâtres, sur plusieurs cm d'épaisseur,et à la formation de vasques de 15 à 80 cm de diamètre, circulaires ou oblonques, profondes de 5 à 10 cm par-

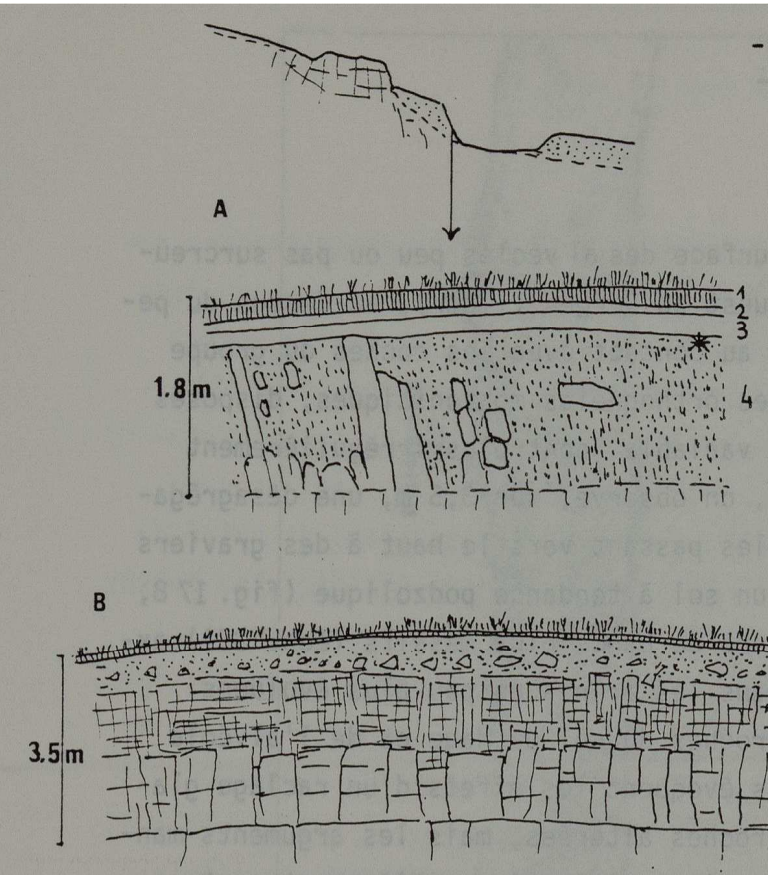


Figure 178 : Arènes sur les basses topographies bosselées du couloir de Borge-Leknes (Vestvågøy).

A - versant nord de la colline de Borge : mangérite désagrégée
1 : Ao ; 2 : horizon A2 mince (5cm) ; 3 : sable limoneux brun à ocre, à structure dérangée ; 4 : arène isovolumétrique brun-gris, à boules écaillées.

B - flanc nord du Borgen, à 10 m. d'altitude : orthogneiss et mangérites sombres.
1 : Ao noir ; 2 : B + C, brun-rouge puis jaune à brun-clair ; 3 : désagrégation en grains, esquilles et pierres fragilisées, revêtus d'enduit brun-rouge ; 4 : désagrégation en parallèlépipèdes et esquilles gris.

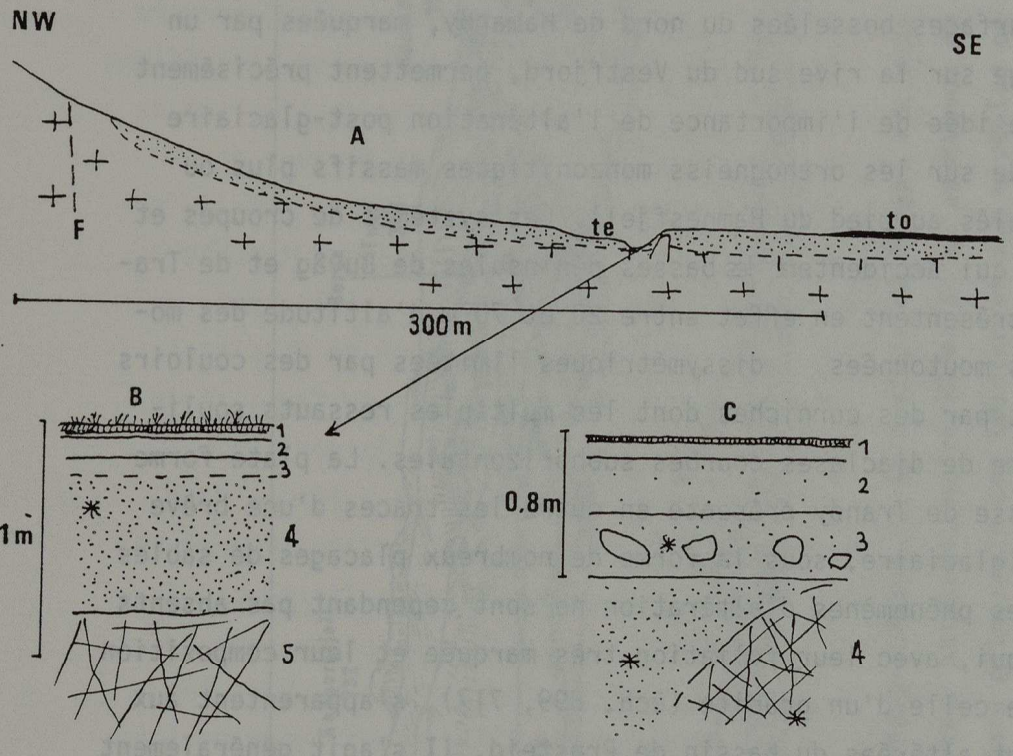


Figure 179 : Arènes sur mangérites dans le fond du couloir de Borge-Leknes, à Rise (Vestvågøy).

A - le "glacis" de Rise ; to : tourbe ; te : terrasse du ruisseau de Rise.

B - coupe dans la berge du ruisseau de Rise.
1 : Ao - A1 ; 2 : A2 gris sableux ; 3 : B, brun-rougeâtre ; 4 : sable brun clair, sans structure identifiable (astérisque : éch. 558) ; 5 : roche désagrégée : cailloux et graviers brun foncé.

C - coupe dans le méandre recoupé de Vold (est du Rise).
1 : Ao - A1 ; 2 : sable limoneux brun à cailloux épars (quartz...) ; 3 : limon brun à fantômes de cailloux mangéritiques (astérisque : éch. 682) 4 : mangérite brune très divisée passant à une arène isovolumétrique astérisque : éch. 680.

fois. Sur les basses pentes des croupes, entre les alvéoles déblayés à fond tourbeux comme celui de Kjukkelmarken , ou celui, surcreusé du Hamnesvat, la désagrégation est parfois plus poussée, avec un début d'arénisation sur des épaisseurs pouvant atteindre 50 à 200 cm de long des diaclases. C'est aussi sous les podzols d'une forêt clairsemée ou d'une toundra rase que des roches analogues, fortement orientées, sont partiellement arénisées, sur 1 à 2 m d'épaisseur ; des boules et des "sacs de laine" y subsistent (ph. 175). Mais nulle part sur ces roches très altérables nous n'avons trouvé l'équivalent des épaisses arènes observées sur les bordures du bassin de Presteid ; un raclage plus intense, dans un secteur ouvert, peu accidenté où les situations d'abri par rapport aux flux de glace sont inexistantes paraît être le principal responsable de cette situation. La comparaison avec les bassins et les basses plates - formes encadrés par des reliefs montagneux plus ou moins vigoureux est à cet égard très instructive.

c. des modelés d'altération sur les basses plates-formes et les versants de raccord.

Quelques unes des formations altérées les plus importantes se situent sur les fonds de bassins et sur les basses plates-formes en dehors des alvéoles de dimensions plus ou moins restreintes qui s'y raccordent et des reliefs peu élevés qui les surmontent. Les unes se situent dans des secteurs de faible canalisation de la glace - grands bassins intérieurs ou angles morts plus localisés - les autres se situent sur des rives de fjords où l'on pourrait s'attendre à un fort raclage glaciaire, mais où les conditions sont en fait très variées dans le détail.

Le fond du couloir de Borge - Leknes, où nous avons déjà remarqué le caractère assez peu actif des glaciers, est partiellement tapissé d'arènes, entre les lacs d'Ostad et de Farstad, à des latitudes inférieures à 30 m, mais le plus souvent au-dessus de la limite marine. A Rise, au pied des Himmeltindene, les modelés d'altération des mangérites cataclasées et des orthogneiss qui forment la plus grande partie du couloir s'inscrivent dans une ample concavité de raccord entre les pics et le fond plat, et même dans un véritable glacis incliné à 5° (fig. 179). Quelques coupes entre Ostad et Rise montrent que sous les

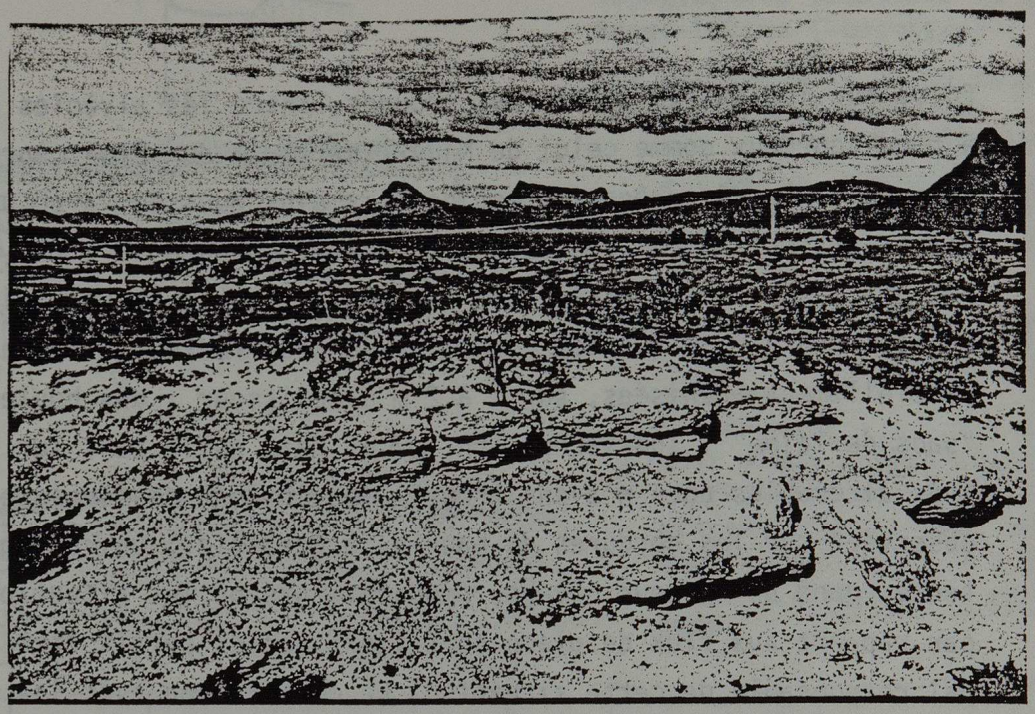


Photo 175 : Orthogneiss arénisés sur le strandflat de Tranøy (Hamarøy).
A droite, à l'arrière plan : le Tilthorn (592m). Désagrégation sous un podzol développé sur un voile mince de sables coquilliers déposés lors de périodes de plus haut niveau marin.

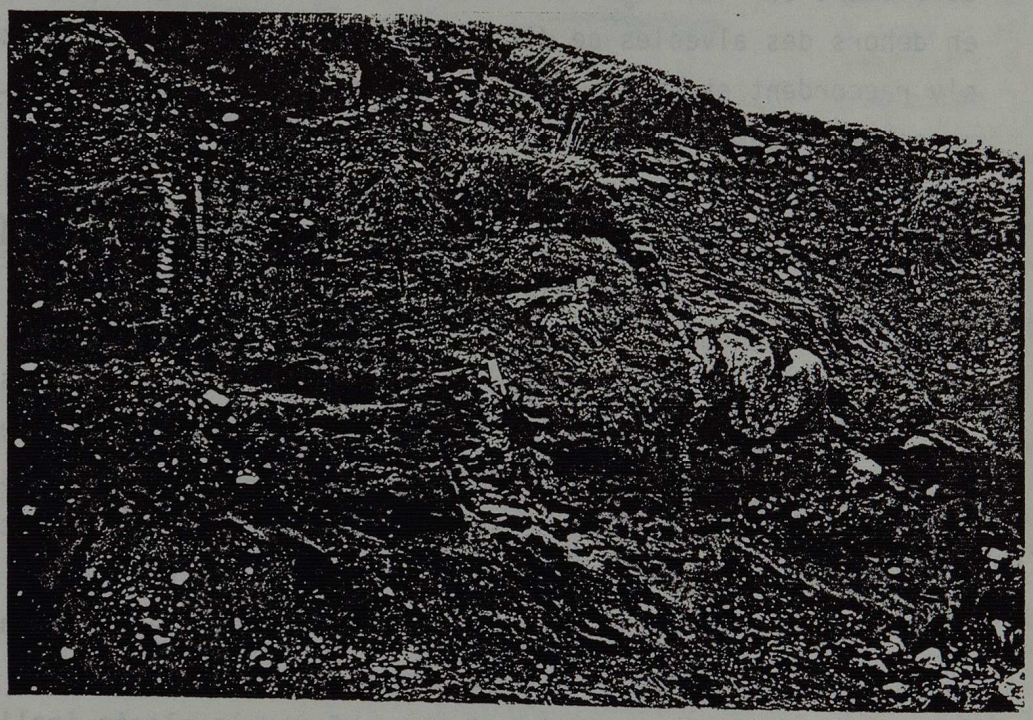


Photo 176 : Mangérites arénisées sous la moraine de fond près du Lilandsvatn (Vestvagøy).

prairies de fauche et le sol à tendance podzolique, la roche, une mangérite peu poreuse mais très diaclasée (éch. 560) est désagrégée sur des épaisseurs atteignant 3 m. Le régolite à gravillons polycristallins brun-foncé est surmonté localement par quelques dm de sable brun clair où la structure de la roche n'est plus reconnaissable ; celui-ci forme une sorte d'horizon C très développé en comparaison du mince podzol qui le surmonte. Ces formations sont entaillées sur quelques mètres de profondeur par les ruisseaux qui descendent vers les lacs, alors que dans d'autres parties de la dépression où la roche n'est guère altérée, un tel enfoncement n'a pas pu se produire (émissaire du Reppevatn, à l'ouest du Farstadvatn). Elles tapissent tout le fond du couloir, en particulier à l'est et au sud-est de Rise où s'encaisse la rivière qui relie le lac d'Ostad (25 m) au lac de Farstad (3 m). Cette rivière - Morkelven - décrit de multiples méandres en s'enfonçant de 3 à 6 m dans le plancher du couloir, entre des versants inclinés à 35°. Près du méandre recoupé de Vold ned, une carrière montre des profils tout à fait analogues à ceux de Rise ; plusieurs dm de matériel dérangé, pouvant inclure une moraine de fond pauvre en éléments grossiers (fig. 179) surmontent une arène isovolumétrique développée aux dépens d'une mangérite cataclasée, hachée de diaclases aux faces revêtues de manganèse, comme dans les alvéoles du Kjønndal ou de Holdal. Comme à Rise, la proportion de fines est beaucoup plus forte dans les horizons supérieurs dérangés (éch. 558 et 682 ; 4,1 et 3,1 % d'éléments $< 2\mu m$) que dans l'arène sous-jacente (éch. 559, 681 : 0,8 et 0,9 % d'éléments $< 2\mu m$), avec une vermiculitisation plus poussée.

Les méandres de la rivière contournent les filons restés sains dans l'arène, ce qui souligne la relation entre l'ameublissement du matériel et la possibilité d'une incision linéaire. Celle-ci, qui a connu une courte période d'arrêt matérialisée par une étroite terrasse située 2 à 3 m au-dessus du fond actuel, est consécutive à l'évacuation de la dépression par la mer et à la baisse du niveau de base local jusqu'aux 3 m du lac de Farstad ; or, dès le Dryas ancien, si l'on se réfère au diagramme de lignes de rivage de Møller et Sollid (1972), le niveau marin s'est établi au-dessous de la cote + 5 m dans ce secteur. On peut donc penser que l'enfoncement a pu commencer dès le Tardiglaciaire ancien, dans un matériel déjà ameubli dont l'exis-

tence ne s'expliquerait dès lors que par un héritage ayant survécu au maximum weichselien. En fait, il est difficile d'affirmer que l'enfoncement a immédiatement commencé, mais l'existence de stades d'arrêt liés à des phases de stabilisation du niveau de base semble indiquer une telle simultanéité. Les glaciers se sont sans doute contentés de tronquer les épais profils d'altération du fond de la dépression , en modelant localement dans ces matériaux meubles des éminences très douces qui évoquent de véritables drumlins (secteur de Vold). On reste frappé par la quasi-absence de blocs erratiques sur ces topographies molles, alors que les rares pointements de mangérite massive et saine du couloir, comme celui d'Øv Skjerpen, au NE de Vold (éch. 683), sont en partie couverts d'une moraine à blocs de mangérite orientée épaisse de quelques dm à 1 m. On peut opposer cet affleurement, qui indique un début de désagrégation le long des diaclases et au sein de la moraine, la coupe visible un peu plus au nord, sur la rive sud du Lilandsvatn, à 12 m d'altitude ; sous un podzol épais de 30 cm, la moraine ne renferme que des petits cailloux de mangérite à demi désagrégés, là où elle surmonte une arène brun-gris peu évoluée mais épaisse de 3 m au moins (ph. 176 ; éch. 687). Là encore, cette observation peut être rapprochée de celle que nous avons faite ailleurs et selon laquelle la composition de la moraine de fond reflète celle du substratum, en l'occurence une roche altérée que la glacier n'a que peu raclée.

L'évidement du couloir de Borge - leknes, le long d'un système de zones cataclasées WE ou WNW - ESE dans les mangérites est donc associé à d'importants phénomènes d'altération ; une dynamique glaciaire peu active s'y traduit par la conservation au moins partielle de volumes altérés anté vistuliens. On peut penser que ces phénomènes ont été également déterminants dans l'évidement des parties raclées de ce couloir et dans celui des bassins analogues où des glaciers plus puissants ont partout atteint la roche saine (bassin du Sundklakkstrøm). Dans le bassin de Presteid, sur Hamarøy, ce sont surtout les versants de raccord les plus doux qui présentent de tels modelés, tandis que le fond largement surcreusé porte surtout des marques du raclage. Au nord, le flanc sud de la colline mangéritique du Veten, qui s'élève au-dessus des orthogneiss du bassin, est tapissé des mêmes formations arénisées qu'à Oppeid, jusque sur des pentes inclinées à 25 ou 30° ;

des boules y subsistent, correspondant aux enclaves basiques. Vers l'ouest, les couloirs et les flancs des basses collines émoussées qui raccordent par une longue pente douce la retombée du massif occidental au fond raclé et partiellement ennoyé du bassin sont également tapissés d'arène, avec des profils semblables à ceux des couloirs de Langbakk Halsen. C'est surtout le cas du pourtour de la colline de mangérite basique de Vollan (161m), où l'altération affecte tantôt des passées fortement diaclasées en restant fort peu poussée (versant ouest, éch. 520 et 521), tantôt les orthogneiss moins divisés qui en forment les concavités basales. Dans le versant est de la colline, au nord de Haugen, une carrière recoupe une des formations arénisées les plus épaisses que nous ayons vues dans la région (ph. 12). Sous un sol podzolique mince, les orthogneiss (éch. 526 et 527) sont désagrégés sur des épaisseurs atteignant 10 m, spécialement le long d'un système de diaclases obliques assez espacées et de diaclases courbes découpant les passées les plus massives; la teneur en fines est plus forte à l'emplacement des anciennes diaclases, où l'arène prend une teinte rouille (éch. 525), que dans les enveloppes de boules, où elle est à peine plus teintée que la roche saine qui est claire (éch. 524). Des boules très volumineuses, en voie d'exfoliation, subsistent au sein de ce matériel, qui donne néanmoins en surface une topographie très douce (ph. 177) ; il est vrai que dans les 2 ou 4 m supérieurs des profils, la cohésion des boules décroît vers la surface. Mais il existe un peu au nord de cette grande carrière des pointements qui correspondent à des boules partiellement déchaussées, et contre lesquels reposent quelques blocs erratiques ; nous les interprétons comme de véritables tors ou racines de tors, émergeant d'une arène épaisse de 4 m à cet endroit. L'arène est aussi peu évoluée chimiquement que dans les autres parties de l'archipel, surtout en profondeur (éch. 698, prélevé à 6 m de profondeur) . La production de minéraux argileux - vermiculite, illite - mica trioctaédrique - reste faible, mais les modelés, l'épaisseur et l'aspect des profils évoquent plus encore qu'ailleurs la conservation d'une arène pré-vistulienne localement tronquée, d'autant plus que dans la face sud de la colline de Vollan, qui domine directement la partie surcreusée du bassin de Presteid (Røsviken, pl. 5), les orthogneiss et les mangérites sont pratiquement sains.

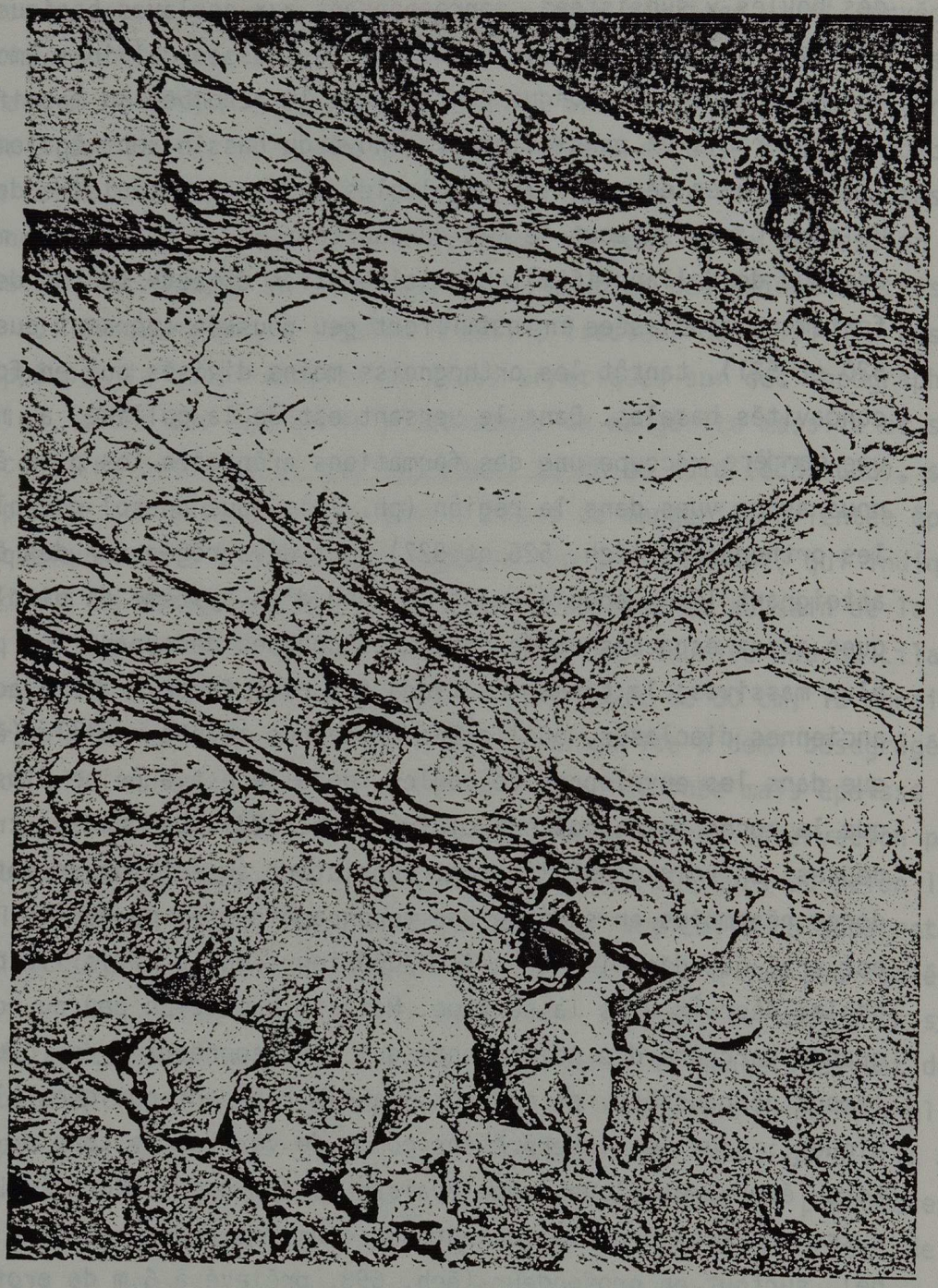


Photo 177 : Arène à boules dans les orthogneiss monzonitiques de Hamarøy, à Haugen.
Le versant doux éventré par la carrière est dépourvu de couverture morainique. Teinte ocre sur 1m d'épaisseur environ, sous un mince podzol.

De telles dissymétries, plus ou moins indépendantes de la lithologie, caractérisent également la répartition des arènes sur les basses surfaces et les versants de raccord avec les massifs hors de ces grands bassins obliques ou transversaux par rapport à l'écoulement de la glace. Elles correspondent parfois à une configuration très locale, à laquelle est liée la présence de paquets peu volumineux. C'est le cas de la rive est du Skjenfjord, une petite annexe du Kåkersund faiblement surcreusée au pied du massif charnockitique de Sund, dans le sud de Flakstadøy (pl.2). L'étroite bande de gneiss de composition granitique qui guide un peu plus au nord l'échancrure entre le Blåfjellkammen et le massif de Sund, apparaît arénisée sur 3 m d'épaisseur en base de versant, alors que les roches moutonnées qui s'étendent autour du col montrent simplement les traces d'une désagrégation superficielle importante (cf. chapitre IV,p. 656). L'existence de cette altérite, dont les caractéristiques sont voisines de celles qui ont été décrites sur les mangérites (Peulvast, 1977 a), peut être rapprochée de la position de cette partie du versant, immédiatement au nord de l'éperon SW du massif de Sund, c'est-à-dire dans une position d'abri par rapport à la glace qui a pu diffluer depuis le Vestfjord vers le nord par la gouttière du Sundstrøm. D'ailleurs d'étroites intercalations des mêmes gneiss, au sein des charnockites, apparaissent beaucoup moins altérées dans les couloirs de la plate-forme raclée de Sund, un peu plus au sud.

Les situations d'abri sont moins évidentes sur les basses plates - formes qui bordent les grands fjords, mais les altérites n'y manquent pas, en particulier lorsque ces plates - formes côtières sont entaillées dans des mangérites et des orthogneiss monzonitiques. Autour de Hadseløy et du lobe de Sortland (Langøy), où la largeur des strandflats varie de quelques centaines de m à 2 ou 3 km, leur répartition est loin d'être uniforme. Elles sont absentes de la plate - forme très régulière et de la base des grands versants montagneux qui caractérisent l'ouest de Hadseløy. Elles sont également absentes de la côte nord de l'île, c'est-à-dire du débouché des grandes vallées - cirques qui s'ouvrent largement sur le Børøsund (pl. 3) ; les affleurements rocheux y sont fréquents, et correspondent à des dos de baleines émergeant des dépressions tourbeuses, ou bien aux estrans et à la base des grands

versants raides. Alors que sous la tourbe, la roche ne présente qu'une décoloration superficielle, accompagnée du détachement de quelques graviers, les pointements se désagrègent en gravillons polycristallins sur quelques cm d'épaisseur : c'est le modelé caractéristique des rochers d'orthogneiss grossiers, porphyroïdes, inégalement orientés, qui accidentent la plate-forme de Lapviken, au débouché du cirque de Bervik. Dans Stokmarknes, seules les passées les plus diaclasées présentent cette désagrégation. Ces différences peuvent être liées aux caractéristiques lithologiques, comme nous l'avons constaté sur les ferromangérites arasées de la côte sud. Les roches sombres massives, assez peu poreuses (éch. 832 ; 0,7 %) qui affleurent à Melbu (Svinøen) forment un système de vigoureuses bosses séparées par des couloirs de fractures, sans marques de désagrégation; de fait, ces roches assez exceptionnelles sur l'île, sont peu cataclasées, et un début de métamorphisme rétrograde a suffi pour boucher les fissures par de petits cristaux de feldspath et de quartz (chapitre VII). A Lekang, près de l'embouchure du ruisseau issu du Storheia, les roches moutonnées d'une mangérite plus claire, aux mésoperthites recristallisées en microcline et plagioclase (éch. 473) ne sont que blanchies et rugueuses, les ferromagnésiens (biotite et amphibole) étant mis en creux. A l'inverse, près du lit du ruisseau, la même roche, aux feldspaths légèrement rosés, alternant avec une roche à feldspaths blancs, cataclasés, est désagrégée sur 50 à 100 cm, le ruisseau ayant même dégagé de petites boules. Sur la haute plate-forme de Vasvik, une désagrégation du même type a progressé dans ces roches cataclasées (éch. 475), tandis que des dykes basiques restent sains jusqu'en surface (fig. 180). L'égalité de la surface de raclage glaciaire dans les deux types de roches suggère qu'elles étaient alors dans le même état, et que la désagrégation sous un mince sol tourbeux est essentiellement post-glaciaire. Les différences lithologiques sont ici en cause, mais elles ne rendent pas compte de tous les contrastes, observables aussi dans les mangérites inégalement cataclasées de tous les strandflats de l'est de Hadseløy.

La sensibilité générale des roches monzonitiques de cette île à la désagrégation nous a été confirmée par un responsable des ponts et chaussées de Stokmarknes ; elles sont inutilisables pour l'empierrement. Mais les exemples précédents montrent que les surfaces raclées

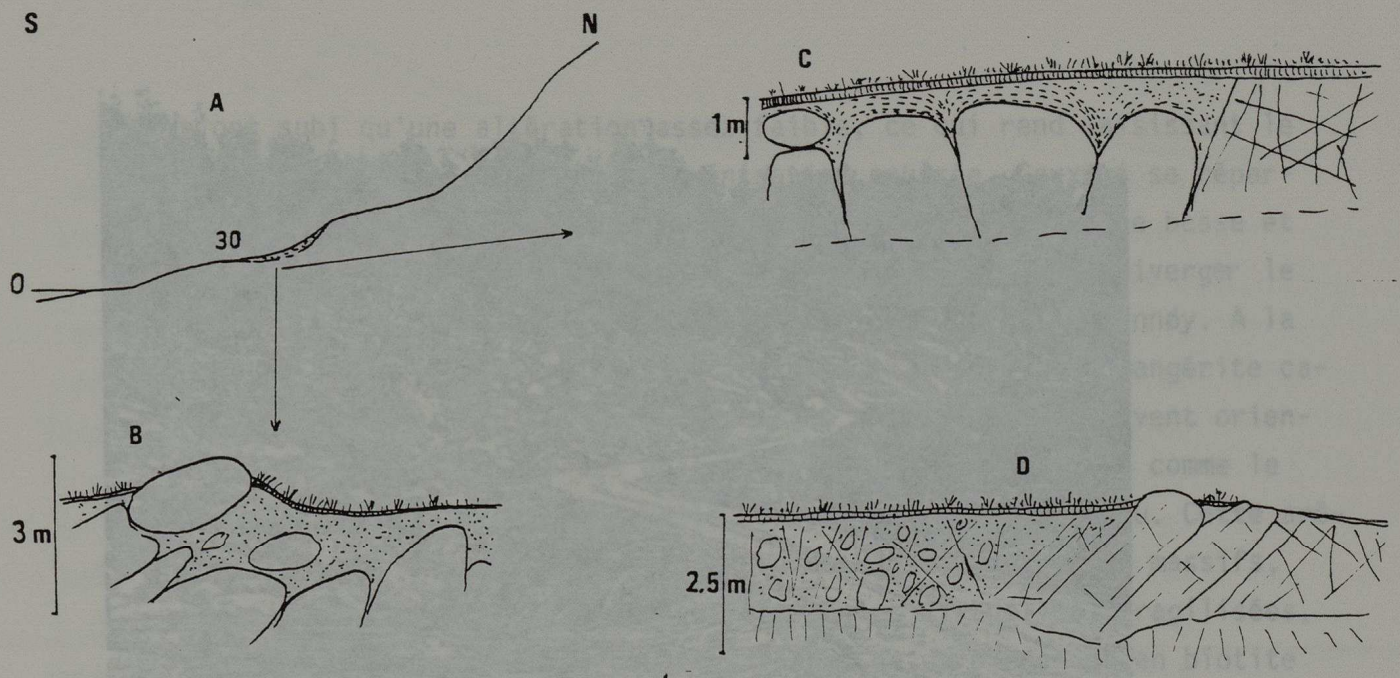


Figure 180 : Altération ménagée des mangérites dans la concavité de raccord entre le plateau oriental de Hadseløy et la plaine littorale.
A, B, C : à Vasvik, au pied du Husbykollen ; altération en boules, sous un sol tourbeux (à l'exception d'une passée mélavocrate restée saine, à gauche) ; sortes de tors à demi dégagés.
D : coupe en bordure de route à Nygård (Hadsel) : alternance de bancs massifs donnant des roches moutonnées et de bancs plus divisés partiellement arénisés.

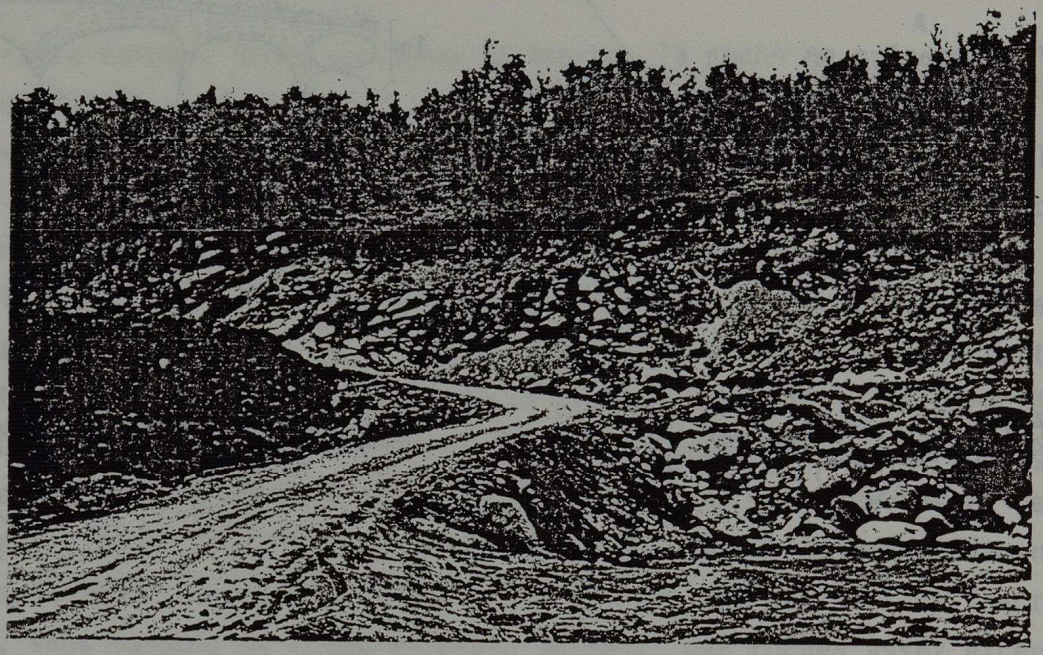


Photo 178: Mangérites arénisées dans le versant SE du Hadselås (Vestvågøy).
Arène isovolumétrique à boules, sous bétulaie; quasi absence de moraine de fond.

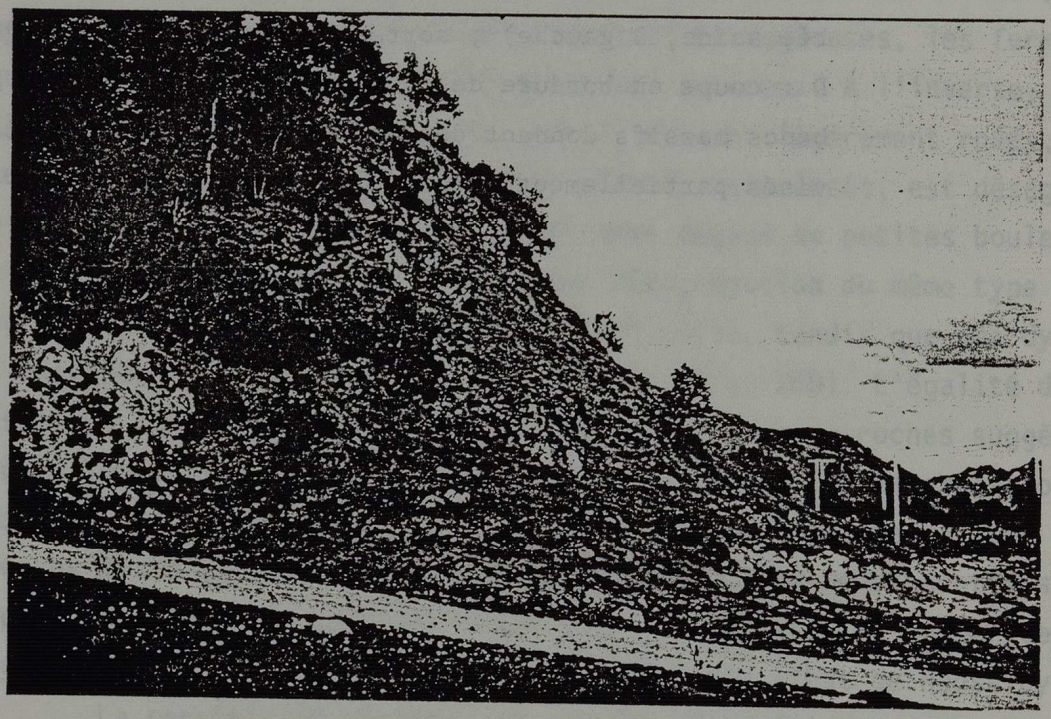


Photo 179 : Arènes sur mangérites à la base de l'abrupt dominant le strandflat de Melbu (sud de Hadseløy).

n'ont subi qu'une altération assez faible, ce qui rend saisissant le contraste avec les secteurs d'arénisation poussée. Ceux-ci se répartissent surtout à la périphérie du Hadselâs, sorte de proue basse et émoussée de Hadseløy de part et d'autre de laquelle a dû diverger le grand courant de glace qui venait du Sortlandsund et de Hinnøy. A la base du versant, et sur le stranflat même, la roche, une mangérite cataclasée claire, plus ou moins mouchetée de biotite et souvent orientée, est désagrégée sur des épaisseurs de 1 à 2 m ou plus, comme le montrent les talus de la nouvelle route Stokmarknes - Melbu. Cette arénisation est inégale : à Nygård (nord de Hadsel) des bancs massifs, relativement leucocrates, donnent des boules virtuelles, fragilisées, tandis que des passées un peu plus riches en pyroxènes et en biotite sont complètement désagrégées en un sable brun-rouge, surtout le long des anciennes diaclases ; la fraction fine reste cependant peu abondante (éch. 469). Sous le sol organique noir, nous n'avons pas noté d'évolution vers le haut, sur 1 m d'épaisseur. De cette arène, quelques bancs plus résistants, assez nettement gneissiques, épais de 50 à 100 cm et en pendage 40°S, dépassent sous forme de roches moutonnées ne montrant qu'une altération superficielle sur 5 cm d'épaisseur (fig. 180). Le même schéma se répète sur tout le strandflat oriental de Hadseløy, entre la base des versants et le rivage, de Nygård à Ekren (est de Melbu), sur les mangérites du Raftsund. Une coupe dans une plage soulevée conservée sous 1 m de tourbe à Vangen (sud de Hadsel) montre que la mer à remanié, lors d'un bref épisode transgressif corrélable avec un stade tardif de la transgression à Tapes (Boréal ; cf. infra, chapitre VI), le sommet d'une arène de ce type (fig. 181). Celle-ci était donc déjà formée à ce moment, et sans doute aussi avant la régression antérieure, trop brève pour avoir permis une forte altération après les hauts niveaux marins du Tardiglaciaire.

Ailleurs, les volumes d'arène occupent une place assez restreinte sur le strandflat, entre les secteurs rocheux. A l'inverse, ils revêtent presque tout le versant convexo-concave du Hadselâs, qui le domine (ph. 178), quelques parties de la base du Husbykollen (Ekren) ou encore celle du Haugnyktuva, à Melbu, y compris là où le contact du stranflat avec les reliefs est brutal (ph. 179). C'est grâce à leur utilisation comme sablières que leur importance peut être mise en évi-

dence, l'extraction aboutissant localement au dégagement de tors artificels d'un aspect tout à fait classique (Ekren). Aucun pointement sain n'apparaît dans les versants doux du Hadselâs, qui sont en outre pratiquement dépourvus de moraine (à l'exception de quelques blocs erratiques d'origine proche). Partout s'observe une désagrégation de la ferromonzonite à grain grossier (éch. 470) en sable et gravillons polycristallins ; la réduction granulométrique reste très faible, sauf le long des diaclases, où l'arène prend une teinte brune. Les bancs les plus massifs donnent des boules ou des "sacs de laine" en voie de desquamation, pouvant atteindre 2 m de longueur. Ces boules sont plus grosses et plus volontiers jointives en profondeur, mais on ne note pas d'autre signe d'évolution du haut vers le bas des profils, ni dans la teinte, ni dans la granulométrie. Tout au plus observe-t-on localement, comme dans la petite carrière de Rabben (au SW de Hadsel) un horizon brun plus fin, de 40 cm d'épaisseur, assurant la transition entre le mince sol organique et l'arène à structure conservée (fig. 181) ; à cet endroit, des boules à demi désagrégées sont couvertes elles aussi par ce sol organique, dont la formation apparaît postérieure à une phase d'érosion mécanique de l'arène.

Les caractéristiques de ces arènes sont semblables à celles que nous avons recensées dans les autres coupes de l'archipel, dans des situations différents. Formées sur des roches monzonitiques le plus souvent cataclasées et métamorphiques (division des mésoperthites en microcline et oligoclase, développement d'amphibole et de biotite secondaires), pourtant peu poreuses (0,5 à 0,8 % de porosité à l'eau : mais il s'agit de passées restées saines, et donc peut être particulièrement peu poreuses), elles sont constituées de sable et de gravillons dans des proportions dépassant partout 78 à 85 %. Les limons forment l'essentiel du reste, et les argiles 0,1 à 0,6 % (sauf dans l'horizon sableux supérieur de Rabben qui constitue un horizon B : 1,9 %). Là encore, les minéraux argileux sont la vermiculite, l'illite (deux ou trois fois moins), et d'un peu d'hydrobiotite.

Les roches mangéritiques ne sont pas les seules à présnter d'importants volumes altérés sur les rives de fjords : les roches basiques, dont nous avons déjà mentionné les modelés d'altération parfois spectaculaires (Flakstadøy) peuvent également en porter là où elles

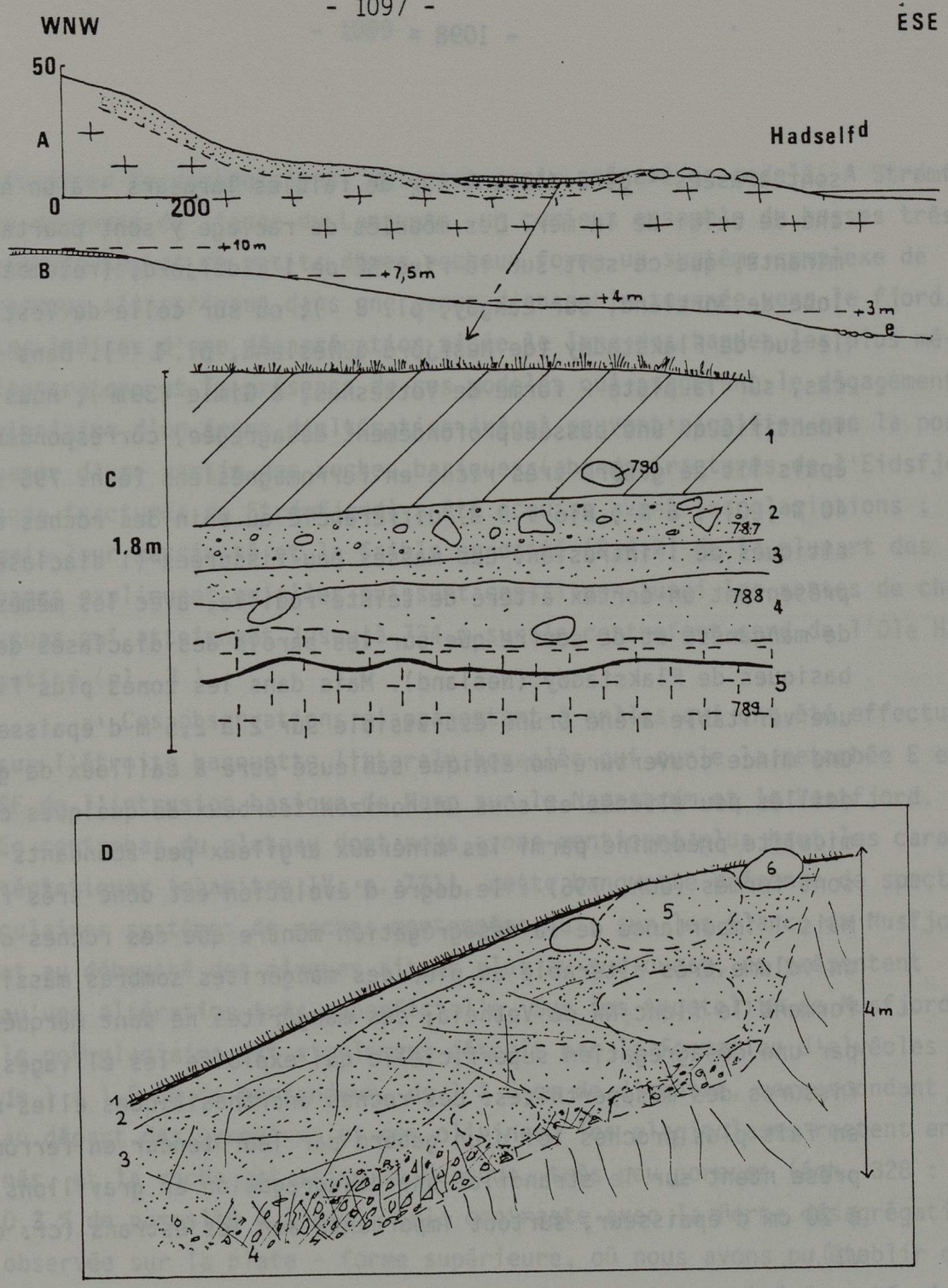


Figure 181 : Arènes probablement héritées dans le sud-est du Hadseløy, sur mangérites.

A, B, C - sur la plate-forme de Vangen ; A,B : profils schématiques de la plate-forme, avec lignes de rivage soulevées ; C : coupe dans la tourbière et son substratum, dans une ancienne anse. 1 : tourbe, avec un galet mangéritique altéré ; 2 : sable clair, à petits galets q - fs et cailloux mangéritiques altérés ; 3 : sable brun ; 4 : sable et gravillons ocres ; 5 : arène isovolumétrique grise ou rouille avec bande ferrugineuse (trait épais).

D - base du versant du Hadselån, antre Hadsel et Rabben (altitude : 20 m.) 1 : Ao noir ; 2 : sable fin brun ; 3 : arène isovolumétrique gris-brun, avec limon brun le long des diaclases ; 4 : désagrégation en cailloux et graviers ; 5 : boule virtuelle fragilisée ; 6 : boule à demi-dégagée.

sont arasées - généralement sur de faibles largeurs - à un niveau proche de celui de la mer. Les modelés de raclage y sont pourtant prédominants, que ce soit sur la rive SE de l'Eidsfjord, (retombée NW du lobe de Sortland, sur Langøy, pl. 3), ou sur celle du Vestfjord dans le sud de Flakstadøy (de Nusfjord à Nesland, pl. 1). Dans le premier cas, sur la plate - forme de Vottesnes, à Gimle (30 m), nous n'avons identifié qu'une passée profondément désagrégée, correspondant à un épais lit de gabbro très riche en ferromagnésiens (éch. 795 : Cpx, 40 % ; Ol : 6 % ; Bio : 9 %) différencié au sein des roches anorthositiques de l'intrusion. Les masses peu fissurées (1 diaclase par m) présentent un cortex altéré de teinte rouille, avec les mêmes traces de manganèse et de soufre que sur les parois des diaclases des roches basiques de Flakstadøy (Nesland). Mais dans les zones plus fissurées, une véritable arène brune est visible sur 2 à 2,5 m d'épaisseur, sous une mince couverture morainique sableuse ocre à cailloux de gneiss oeillés peu altérés et sous un horizon tourbeux de quelques cm. La vermiculite prédomine parmi les minéraux argileux peu abondants qui se sont formés (éch. 796) : le degré d'évolution est donc très faible. Mais l'importance de la désagrégation montre que ces roches constituent un volume très altérable au pied des mangérites sombres massives qui forment le flanc NW du Vetheia; ces mangérites ne sont marquées que par une désagrégation superficielle qui exploite les clivages et les fissures des mésoperthites. Les roches anorthositiques elles-mêmes, en fait plus proches ici d'un gabbro par leur teneur en ferromagnésiens, présentent sur le strandflat une désagrégation en gravillons, sur 10 à 20 cm d'épaisseur, surtout importante sur les estrans (cf. chapitre VI).

Plus au NE, sur les rives du Slåtnesbogen, ces roches sont disposées en bancs très épais soulignant un net litage magmatique (jusqu'à 10 m) ; très inégalement fissurées (de 5 diaclases par m à 1 tous les 5 ou 20 m), elles donnent dans le versant qui les recoupe des ressauts à diaclases courbes alternant avec des couloirs de fractures.

Cette érosion différentielle d'échelle métrique ou décamétrique met en valeur l'inégale macrodivision plus que les différences de composition, et elle est due à l'action de la glace ; mais une mince désagrégation superficielle montre l'altérabilité plus grande des lits

riches en ferromagnésiens, qui peut avoir préparé ce modelé. A Strømfjord, au débouché de l'auge du Langvatn, un curieux ensemble de bosses très vigoureuses et de petits dômes rocheux forme un système complexe de verrous s'inscrivant dans une pente d'ensemble tournée vers le fjord. Les indices d'une désagrégation aisée le long des bandes les plus mélanocrates, et la présence de ces modelés qui suggèrent le dégagement glaciaire d'un front d'altération inégal peuvent signifier que la position basse d'une partie des roches basiques (abords fracturés de l'Eidsfjord, zone fracturée de Strømfjord) a été acquise avant les glaciations ; mais leur massivité et la faible porosité (0,4 %) de la plupart des bancs expliquent qu'elles puissent constituer aussi les sortes de chevrons qui atteignent jusqu'à 734 m sur le contrefort nord de l'Ole Hansatind (pl. 3).

Ces observations s'apparentent à celles qui ont été effectuées sur l'étroite banquette littorale bosselée qui ourle la retombée E et SE de l'intrusion basique de Napp sur le Nappstrøm et le Vestfjord. En contrebas du plateau dont nous avons mentionné plus haut les caractéristiques (chapitre IV, p. 731), cette banquette présente de spectaculaires systèmes de roches moutonnées qui, sur les flancs du Nusfjord et au débouché des cirques situés plus au sud-ouest, ne présentent qu'une altération très superficielle. Sur les troctolites de Nusfjord, le poli-glaciaire est simplement détruit par la formation d'alvéoles de 1 à 1,5 cm de profondeur, de 1 à 5 cm de diamètre, correspondant au départ des pyroxènes et des olivines, les plagioclases restent engrenés, et la roche est saine au-dessous, très peu poreuse (éch. 328 : 0,3 % de porosité à l'eau). Cela contraste avec la forte désagrégation observée sur la plate - forme supérieure, où nous avons pu établir que les glaciers ont partiellement respecté des volumes altérés anté-vistuliens. De même, au débouché du cirque du Mørkedal, des dômes rocheux sains (ph. 8) sont séparés par des couloirs et des cuvettes au sein desquels des rochers en voie de désagrégation voisinent avec des sillons de fractures au fond tourbeux où l'altération reste faible. Ici, comme à Nesland, plus au sud, une patine de teinte rouille et des traînées jaunes ou bleuâtres de composés sulfurés revêtent les parois des diaclases et les interfaces des grains, comme à la base des plus profonds profils d'altération.

La comparaison avec les modelés des croupes et des plateaux voisins suggère dans ce cas, comme dans celui de la plate - forme de Vottesnes, que le relief de détail de ces banquettes et des versants de raccord avec les massifs, grossièrement concaves, résulte pour l'essentiel du dégagement de cryptoreliefs, plus poussé ici grâce à la puissance des courants de glace à proximité immédiate des grands ombilics. Cette observation rejoint celles que nous avons faites sur les bassins, les alvéoles, les plates - formes et les banquettes de roches monzonitiques, où nous avons fréquemment remarqué que le passage latéral de modelés d'altération à des modelés de raclage correspond à des différences de position par rapport aux courants de glace. Cependant, elle ne signifie pas forcément qu'il s'agit là du dégagement inégal d'un front d'altération préglaciaire : il n'est en effet pas possible d'écarter l'intervention d'altérations interglaciaires - ni de l'altération post-glaciaire - plus ou moins poussées, provoquant l'approfondissement d'altérites simplement tronquées, voire le renouvellement complet d'altérites peu épaisses.

Ainsi peut s'expliquer la très relative régularité altitudinale de ces formes. Dans certains cas, les parties altérées de la basse plate - forme prolongent les topographies de désagrégation des massifs. Ailleurs, elles s'emboîtent nettement dans ces topographies, comme dans le sud de Hadseløy, ou dans l'intérieur de certains bassins (Langøy Vestvågøy : Borge ; nord de Hamarøy). On peut penser que des différences de nature et de vitesse dans les actions mécaniques susceptibles de tronquer ou d'évacuer les arènes et de façonner un système de formes en contrebas d'un autre sont responsables de cette situation ; elle traduit une évolution qui, à partir d'un système de pentes assez régulier et modérément incliné (par exemple, dans l'est de Hadseløy, apparemment peu retouché), aboutit, selon les secteurs, à des dispositifs plus ou moins différents du relief préglaciaire. Quoiqu'il en soit, les phénomènes d'altération jouent ou ont joué un rôle considérable dans la différenciation du relief. C'est probablement en liaison avec leur intervention que l'on peut rendre compte des dispositifs morphostructuraux inexplicables par des oppositions franches dans les propriétés mécaniques, même quand les altérites ont disparu (par exemple, pour le contact entre le plateau de paragneiss du Hellfjell et la dépression

mangéritique légèrement surcreusée des Borgepollene, sur Vestvågøy : cf. chapitre I, et ph. 13).

4. Des modelés d'altération hérités?

Bien que beaucoup de coupes ne nous aient pas permis de voir le passage de l'arène à la roche saine en profondeur, il ne fait aucun doute que les volumes altérés qui ont été étudiés - et qui avaient été mentionnés pour la première fois par Rekstad (1915) sur Hamarøy - sont *d'origine météorique*. Quelques unes des coupes les plus spectaculaires nous ont permis de l'établir en observant le passage à la roche cohérente, à des profondeurs pouvant aller de 2 à 6 ou 8 m (coupe de Haugen, sur Hamarøy, et surtout coupe du tunnel des Meiene, sur Vestvågøy, où malgré d'actives circulations d'eau responsables de suintements dans les voûtes de l'ouvrage la roche est entièrement saine dès 8 ou 10 m de profondeur). On peut donc exclure toute origine entièrement hydrothermale de ces altérites, d'ailleurs fort peu évoluées.

a. altération superficielle et arénisation post-glaciaires

Certes, il existe une spectaculaire différence par rapport aux marques de "déterration" observées dans l'archipel, ou à celles qui ont été étudiées dans les montagnes voisines (R. Dahl, 1967). Celles-ci donnent sans aucun doute la mesure de l'altération post-glaciaire, avec des valeurs de l'ordre de quelques mm à 2 ou 3 cm, parfois plus, selon les types de roches. Les roches les plus sensibles à la déterration - roches basiques, mangérites cataclasées orthogneiss monzonitiques, une partie des migmatites archéennes de composition intermédiaire, paragneiss quartzo-feldspathiques svécokaréliens, gneiss et micaschistes du groupe de Leknes - sont aussi celles qui peuvent porter d'épais volumes altérés ; mais la formation de ceux-ci dans la seule période post-glaciaire impliquerait des vitesses d'altération de 100 à 1000 fois supérieures à celles - de l'ordre d'1 mm par 1000 ans - qu'impliquent nos observations et celles de Dahl, et ce *sur des roches analogues*. En outre, cette proposition doit être appréciée compte tenu du fait que toutes les observations ont été réalisées au voisinage de la limite marine, c'est-à-dire dans des secteurs où la durée d'évolution subaérienne et les conditions de l'altération sont optimales (R. Dahl,

1967). Ces chiffres sont d'ailleurs valables aussi bien sur les surfaces rocheuses nues que sur celles qui présentent une couverture végétale éparse de mousses, ou de minces tapis végétaux, et qui présentent généralement les altérations superficielles les plus poussées. Ils sont beaucoup moins élevés encore sous les sols organiques plus épais - tourbe - , où l'altération reste généralement négligeable, ce que R. Dahl (1967) interprète comme le résultat de l'absence de collaboration de la microgélifraction.

Mais, il faut reconnaître que les pointements et les roches faiblement couverts où les marques d'altération superficielle ont été observées correspondent généralement aux passées les moins diaclasées. Dès que la densité de diaclases augmente, la désagrégation est toujours plus forte spécialement dans les mangérites et les monzonites porphyroblastiques. Il n'est donc pas exclu que dans les creux où les diaclases plus serrées facilitent la pénétration de l'eau et où la surface de contact entre la roche et l'eau est plus grande, l'altération postglaciaire ait pu pénétrer plus profondément. C'est pourquoi il est utile de caractériser cette altération et d'apprécier ses possibilités d'intervention hors des secteurs où seule une altération superficielle est visible.

Nous avons déjà mentionné la désagrégation de petits blocs de mangérite cataclasée au sein d'éboulis tardiglaciaires pourvus d'une matrice terreuse, sur Hadseløy . De tels cas se rencontrent également dans la moraine de fond, que celle-ci surmonte ou non des profils altérés. Les principaux ont été analysés dans le sud et le sud-est de Vestvågøy, où l'importance des étendues raclées explique que les glaciers aient pu prendre en charge et redéposer des matériaux riches en blocs de toutes tailles, et plus ou moins frais. Un des plus importants paquets de moraine que nous ayons pu étudier est conservé à l'extrémité SW du Hornsheia, sur la rive NW du lobe de Ballstad (pl. 2), vers 8 m d'altitude. Un front de carrière haut de 5m montre des blocs, des galets et des cailloux emballés sans ordre dans une matrice sablo-limoneuse grise ; les petits galets, les cailloux, anguleux ou plus ou moins émoussés, correspondent à des paragneiss. Les plus gros blocs sont mangéritiques, et sans doute d'origine proche ; parmi ceux-ci s'opposent des blocs de mangérite sombre, sains, et d'au-

tres, émoussés, de mangérite cataclasée, claire, ou d'orthogneiss monzonitiques, qui sont réduits à l'état de fantômes pulvérulents. L'altération y reste en fait très ménagée, comme dans la matrice, avec 7,8 % d'éléments $< 20\,\mu m$, 1,6 % d'éléments $< 2\,\mu m$, et des minéraux argileux comprenant essentiellement de l'illite, de la vermiculite et des interstratifiés illite - chlorite (éch. 354) ; mais le phénomène a été observé jusqu'à 3 ou 4 m de profondeur. Certes, il est possible que les glaciers aient pris en charge des coeurs de boules déjà plus ou moins fragilisés, mais il paraît difficile qu'ils aient pu les transporter dans leur état actuel, même gelés : une altération au sein même de la moraine, facilitée par la perméabilité de la matrice,est probablement intervenue, se limitant cependant aux volumes les plus poreux. C'est aussi ce que suggère la coupe observable plus à l'est, au pied du Valbergtind, dans une moraine remaniée superficiellement en cordon de galets (fig. 182) ; une forte désagrégation affecte, jusqu'à quelques dm sous l'horizon B, des blocs d'orthogneiss monzonitiques et de gneiss à biotite. Les fines y sont légèrement plus abondantes que dans la matrice sableuse brune, où elles sont à l'état de traces, mais la vermiculitisation y est un peu plus poussée (éch. 627 et 628), ce qui pourrait être lié à un début d'altération des blocs antérieurs à leur dépôt, il existe d'ailleurs dans le même profil des orthogneiss pratiquement sains. Quant à la matrice, il est difficile d'établir si sa granulométrie et sa teneur en minéraux argileux sont liées à l'altération post-glaciaire, ou si elles sont héritées, comme le suggère pour certains cas Låg (1977). Un tel héritage est probable dans le cas du paquet de sables limoneux que nous avons trouvé sur le fond du couloir de Børge, à 25 m d'altitude, entre les massifs du Veggefjell et de la Bøvetta (ouest de Langøy) ; mais ici les minéraux argileux qui semblent dériver de l'altération de schistes graphiteux ou de roches surmicacées présents dans le profil à l'état de cailloux effrités, sont essentiellement constitués de smectite trioctaëdrique (et de vermiculite à 2 m de profondeur : éch. 431 et 434). Une telle composition, qui peut résulter d'une évolution sous podzol (Gjems, 1967) est exceptionnelle dans la région. On note cependant dans ce profil comme dans tous les autres une nette augmentation de la proportion de fines vers la base des sols bruns ou des podzols qui les surmontent : une certaine réduction granulométrique liée à la pédogenèse post-glaciaire est de toutes

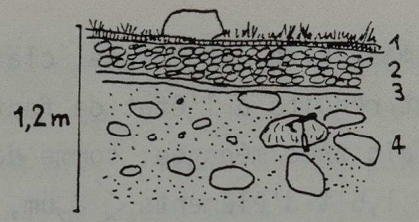


Figure 182 : Altération d'orthogneiss monzonitiques riches en biotite au sein de la moraine de fond, à Sandvikneset (Vestvågøy).

1 : horizon organique noir ; quelques blocs éboulis du Valbergtind
2 : pavage de galets (ancienne crête de plages à + 11 m.) ; en openwork.
3 : A2, reporté en profondeur, sur horizon B très mince.
4 : moraine de fond ; le marteau est planté dans un bloc désagrégé (éch. 627), emballé dans une matrice sableuse brun-foncé (éch. 628).

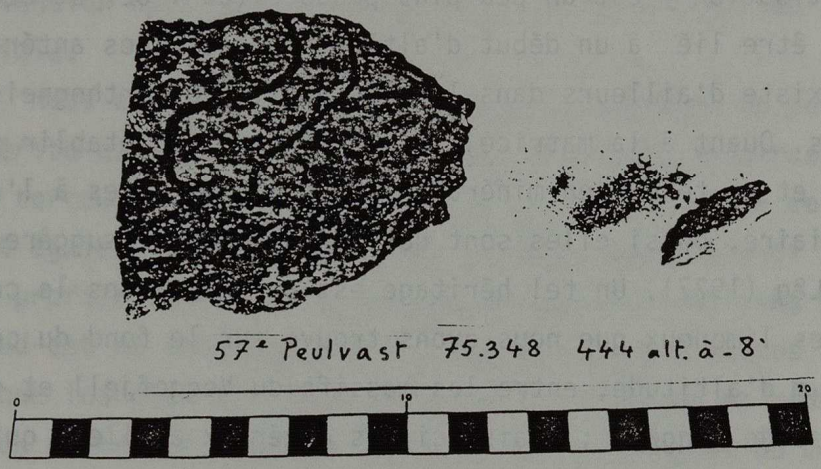


Photo 180 : Résultat des expériences de gélifraction menées au Centre de Géomorphologie de Caen sur l'échantillon 75-348 (orthogneiss monzonitique de Hage, Vestvågøy).

façons incontestable.

b. une altération ménagée.

Même profonde, l'altération de la roche en place est aussi ménagée que dans les blocs altérés au sein de la moraine. La faible abondance des fractions inférieures à 20 µm et à 2 µm en est l'indice le plus évident, de même que le caractère essentiellement sableux des altérites, quelque soit le grain de la roche mère. La désagrégation, particulièrement aisée dans les roches cataclasées peu recristallisées et dans les orthogneiss à microcline et andésine, aboutit non seulement à une individualisation plus ou moins poussée des minéraux en grains mono ou polycristallins, mais aussi à une fragmentation des plus gros feldspaths, le long des clivages, ou le long de fissures parfois visibles à l'oeil nu (grandes lattes de plagioclase plus ou moins tordues des gabbros et des anorthosites de Flakstadøy). Les éléments polyminéraux sont abondants dans la fraction sableuse(de 26 à 69,5 % pour la fraction supérieure à 500 µm dans les arènes formées sur les roches monzonitiques de Hadseløy et du SE de Langøy, de 3 à 52,6 % encore dans la fraction supérieure à 315 µm), et ils incorporent des biotites dont seule une faible proportion présente un début d'altération (teinte mordorée due à un début de bauéritisation). Au sein des roches les moins diaclasées, sur les faces des diaclases et à la périphérie des boules, la fragmentation suit des plans parallèles et rapprochées simulant une sorte de feuilletage indépendant de la disposition des minéraux. Responsable d'une desquamation en écailles d'épaisseur millimétrique à centimétrique, la désagrégation accompagne ici l'ouverture de systèmes concentriques de microfissures sans rapport avec la texture de la roche mère ; ce mécanisme est du type de celui que Duffaut (1957) considère comme un effet de la décompression au voisinage de la surface. Les quartz sont intacts, de même que les feldspaths potassiques, simplement fragmentés. Les mésoperthites et les plagioclases sont également fragmentés, mais un trouble dû à une séricitisation plus ou moins poussée y est fréquemment visible (Peulvast, 1977 a). Les faces anguleuses et les fissures de ces minéraux sont fréquemment maculées, surtout vers le sommet des profils, dans les sols, par les hydroxydes de fer libérés par les ferromagnésiens. Parmi ceux-ci,

les pyroxènes et les amphiboles paraissent généralement intacts, alors que les olivines des roches basiques altérées de Flakstadøy sont plus ou moins fortement pulvérisées en petits grains de teinte rouille. Ce sont finalement les biotites qui paraissent les plus marquées par l'altération chimique, bien que de façon inégale. Leur transformation en hydrobiotite et en vermiculite, aux propriétés gonflantes, est d'ailleurs probablement un des facteurs facilitant la désagrégation granulaire et l'arénisation (Muxart et Birot, 1977), ce qui apparaît d'autant plus vraisemblable que la majeure partie des volumes arénisés de l'archipel correspond à des roches pourvues en minéraux hydroxylés (en biotite surtout) et à des sites où une percolation de l'eau est possible, hors de tout milieu confinant.

La nature et la provenance des minéraux argileux contenus dans les arènes ne contredisent pas cette interprétation. La présence fréquente d'hydrobiotite, surtout vers la base des arènes épaisses et dans les profils les moins évolués, atteste un début d'hydrolyse du mica noir. Mais le plus souvent, l'attaque de ce minéral aboutit, selon la séquence décrite par Dejou *et al* (1978, p. 201 - 206) à la production d'illite - mica tri-octaédrique, et surtout de vermiculite : ce minéral est le plus commun dans les arènes. La transformation reste donc limitée à l'espace interfoliaire de la biotite (extraction de K et d'une partie du Mg octaédrique, oxydation de F^{++} en F^{+++}) et n'atteint pratiquement nulle part de stade plus évolué (fig. 183). Il est cependant possible que la kaolinite trouvée en très faibles proportions dans de très rares volumes provienne au moins en partie de la biotite. La kaolinisation, qui implique une véritable néogénèse, est en effet possible en milieu très lessivant (Tardy, 1969) ; le processus reste en tout cas à peine représenté dans la région. Quant à la chlorite, rarement présente, elle semble être essentiellement héritée de la roche mère, où elle est également rare (paragneiss rétromorphosés de Vestvågøy, par exemeple) et elle ne constitue pas ici un stade habituel dans la séquence d'altération de la biotite (Gjems, 1967).

La question de la production d'argile à partir des feldspaths est plus délicate. L'argilisation reste en tout cas très faible, puisque

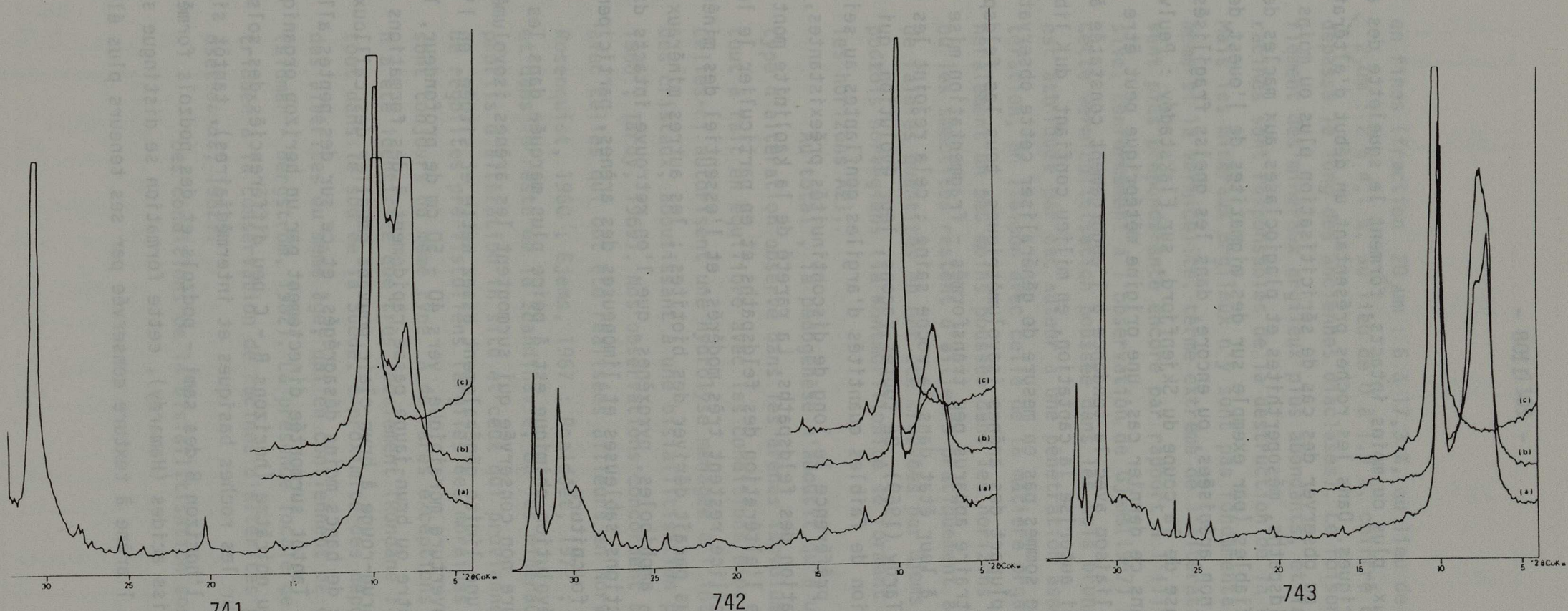


Figure 183 : Diffratogrammes RX dans la fraction $< 2\,\mu$ des échantillons de mangérite arénisée 741, 742 et 743 (localisation : voir fig. 176) a : séché à l'air ; b : saturé à la glycérine ; c : chauffé au four à 250° C.

ces minéraux, plus ou moins intacts, forment le squelette des arènes isovolumétriques. Dans les roches présentant un début d'altération, nous avons pu observer des cas de séricitisation plus ou moins avancée des feldspaths, mésoperthites et plagioclases aux macles devenues peu identifiables (par exemple sur des migmatites de l'ouest de Langøy d'ailleurs non arénisées, ou encore, dans les gneiss fragilisés prélevés à la base de la coupe du Skjenfjord, sur Flakstadøy : Peulvast, 1977 a). Dans ce dernier cas, une origine météorique peut être soupçonnée, en liaison avec la tendance à l'engorgement constatée à ce niveau, et qui autorise la captation, en milieu confiant, du K libéré. Mais nous ne sommes pas en mesure de généraliser cette observation, et dans la plupart des arènes isovolumétriques, tous les feldspaths sont au contraire apparus peu transformés - fragmentation mise à part- par rapport à leur état dans la roche saine ; cela rejoint les observations de Tardy (1969). De toutes façons, leur évolution, qui aboutit à la formation de faibles quantités d'argiles gonflantes au sein des cristaux de préférence le long de discontinuités préexistantes, facilite la désagrégation des feldspaths. La rareté de la kaolinite montre en tout cas que l'altération des feldspaths et en particulier le lessivage de la silice restent très modérés, et l'essentiel des minéraux argileux nous paraît dériver des biotites ; les autres minéraux ferromagnésiens - amphiboles, pyroxènes, que l'on retrouve intacts dans toutes les fractions sableuses et limoneuses des arènes, participent très peu à cette fourniture.

L'évolution chimique est à peine plus marquée dans les horizons à texture non conservée qui surmontent les arènes isovolumétriques. Au dessus d'une limite généralement assez nette et située, en l'absence de couverture morainique, vers 40 - 50 cm de profondeur, l'arène grise, brunâtre ou brun-jaune passe rapidement à des formations sablo-limoneuses brun-rouge à brun-clair pouvant emballer des cailloux issus de filons ou de bancs moins désagrégés, et ce sur des pentes allant jusqu'à 20°. Tantôt surmontée directement par un horizon organique brun-foncé ou noirâtre (horizons B - C peu différenciés des sols bruns développés sur les roches basiques et intermédiaires), tantôt située à la base de l'horizon B des semi - podzols et des podzols formés sur les orthogneiss acides (Hamarøy), cette formation se distingue systématiquement de l'arène à texture conservée par ses teneurs plus élevées

en fines (fraction 20 µm : 6 à 17,3 %, au lieu de 0 à 5 % ; fraction < 2 µm : 2 à 4,1 %, au lieu de 0 à 1,9 %, chiffre qui n'est même pas dépassé le long des anciennes diaclases). Le foisonnement lié au gonflement des minéraux argileux plus abondants, et la pénétration des racines sont responsables de la destruction de la texture initiale. Mais les minéraux argileux n'y sont pas fondamentalement différents, même si la vermiculite, terme extrême de l'altération ici, y est souvent plus prépondérante encore par rapport à l'illite, sinon exclusive, conformément à l'observation de Gjems(1967) sur les sols bruns. Cette vermiculitisation poussée dans les sols bruns, jusqu'à leur base, est attribuée par cet auteur à une pénétration assez profonde de l'altération, en liaison avec celle de la matière organique. Elle est généralement un peu moins poussée dans les horizons B et C des podzols, où les smectites restent d'ailleurs pratiquement absentes, alors que de faibles quantités en ont été trouvées par Gjems dans de nombreux podzols norvégiens (la montmorillonite se formant essentiellement dans les horizons A2).

Au total , la pédogénèse n'aboutit qu'à un renforcement du type d'altération observé dans les arènes isovolumétriques, et qui est tout à fait en équilibre avec les conditions bioclimatiques actuelles. Celles-ci autorisent une hydrolyse ménagée à l'intérieur ou au contact des cristaux, aboutissant à une bisiallitisation peu poussée (Pedro, 1968 ; Tardy, 1969). Nos observations concordent bien, à cet égard, avec celles qui ont été réalisées ailleurs en Norvège (Låg, 1945, 1977 Rosenquist, 1960 ; Gjems, 1967 ; Roaldset, 1972 ; Roaldset *et al*, 1982) et dans le reste de la Scandinavie, où les minéraux argileux, ceux des profils d'altération in situ et ceux qui proviennent du remaniement de régolites pré-vistuliens (argiles des moraines et des dépôts marins) sont toujours du même type, à de rares exceptions près. La kaolinite n'a été identifiée que très localement (Rondane : Gjems, 1963) et surtout dans le sud de la Suède, à proximité des dépôts mésozoïques et des altérites du même âge, qui en contiennent de grandes quantités (Lidmar - Bergström, 1982). La présence locale de gibbsite a été attribuée à la conservation de racines d'altérites préglaciaires (Roaldset *et al*, 1982).

Les conditions de la bisiallitisation sont confirmées par les

Tableau 19 - Analyses d'eau de percolation.

N° Date	Localisation	Origine de l'eau	T°C	pH	Eléments dissous. mg/l				
					SiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
E 1 07/6/1975	Carrière en rive E du Skjenfjord (Flakstadøy).	Percolation à travers arène développée sur gneiss granitiques sous horizon organique	4,0	5,3	3,33	14,02	1,01	11,95	0,99
E 2 08/6/1975	Couloir 220 m à l'E de Vest Nesland (Flakstadøy).	Suintement dans un couloir séparant deux dômes de norite, sous horizon limono-argileux jaune-rouge du sol.	10,5	5,3	2,57	4,12	14,11	21,92	0,56
E 3 10/6/1975	Napp : rive S du fjord. (Flakstadøy).	Percolation dans une bande altérée exploitant une diaclase dans une roche moutonnée de norite. (en aval d'une petite tourbière).	6,7	5,3	1,50	19,53	0	12,65	0,45
E 4 07/7/1975	Jennskarbotn : base du grand dôme rocheux à l'E de Svavik (Langøy ouest).	Eau ayant circulé dans diaclases courbes d'un dôme, au-dessous d'un replat à sol tourbeux (migmatites).	6,8	5,3	2,27	19,01	0,93	9,55	0,33
E 7 17/8/1976	Nykmarken. Pied NE de la colline au SSE de ned Skjerpen. (Vestvågøy).	Eau de tourbière, et de percolation à travers arènes sur mangérite.	9,7	5,3	0,83	7,88	1,97	12,80	0,48
E 8 18/8/1976	Ruisseau descendant du flanc E du Kjønndalen (extr. N. de la route). (Vestvågøy).	Eau issue de tourbe de versant, et d'arènes situées sur ce versant (mangérite).	7,1	5,3	0,83	3,50	3,91	9,10	0,80
E 9 8/1976	Sortie E du tunnel des Meiene (Vestvågøy).	Eau de percolation à travers arènes situées dans un couloir altéré (mangérite).	7,2	5,1	1,00	1,53	0,68	11,85	0,60
					SiO_2	Ca	Mg	Na	K
Tardy (1969)		Eaux recueillies sur substratum granitique (28 analyses).		5,4	3,00	1,7	0,6	2,6	0,4
Tardy (1969)		Eaux recueillies sur roches basiques		5,5	3,40	1,7	0,9	3,5	0,5

analyses d'eaux de percolation prélevées lors des étés 1975 et 1976 dans quelques profils d'altération bien drainés (tableau 19), ou dans les ruisseaux ayant circulé à travers des tourbières et des arènes tapissant des versants entiers (E 3, E 7 et E 8). Dans ce dernier cas, les teneurs en Si O 2 I O, 83 à 1,50 mg par l) sont moins élevées que celles des eaux de percolation (2,27 à 3,33 mg/l), à rapprocher des valeurs obtenues par Tardy (1969) sur les granites d'Egersund, dans le sud de la Norvège (3 à 3,4 mg/l). Des conditions de température analogues (de 4 à 9,7° C) expliquent la faiblesse de ce lessivage, qui s'effectue probablement à partir de l'albite, et non de la biotite ou de l'anorthite, qui gardent leur silice lors de leur transformation en vermiculite. Les conditions de p H sont presque les mêmes (5,1 à 5,3 au lieu de 5,3 à 5,4). Les teneurs en cations sont inégales, en particulier celles de Ca O, qui varient de 1,53 à 19,53 mg/l , et qui sont particulièrement élevées sur les roches aux plagioclases non inclus dans les perthites (roches basiques et paragneiss de Flakstadøy, migmatites du massif d'Utskâr) ; la teneur en Mg O est généralement faible , sauf sur les norites du sud de Flakstadøy (14,11 mg/l) où l'altération de l'olivine peut l'expliquer. Enfin, si la teneur en K2 O est faible (0,33 à 0,99 mg/l), comme dans les échantillons de Tardy, les quantités de Na_2 O sont beaucoup plus importantes (9,10 à 21,92 mg/l) ce qui n'a rien d'étonnant compte tenu de la mobilité plus importante du sodium, et surtout de la situation dans une région littorale où les sites les plus exposés aux embruns sont aussi ceux où la teneur est la plus forte (Nesland, éch. E 2) ; le sodium y est surtout d'origine marine, comme cela a été démontré près des côtes bretonnes (Bouchard, 1983).

c. l'intervention limitée de la microgélifraction

Dans ces régions de haute latitude, l'eau plus ou moins chargée en acides organiques n'est pas seulement un agent chimique. La participation de la gélifraction à la désagrégation a été suggérée par Dahl (1967). De même que nous l'avons fait sur le fjell (cf. supra, chapitre IV), nous avons envisagé son rôle dans la genèse de certains régolites, en particulier sur les pointements où une désagrégation sur quelques dm ne s'accompagne pas d'une production notable de minéraux argileux (nord de Hamarøy). Les observations de terrain

ne suffisent cependant pas à définir ce qui revient à ce processus dans l'ameublissement de la roche, même s'il paraît vraisemblable que les arènes proprement dites, surtout lorsqu'elles sont surmontées par de la moraine , ne lui doivent rien ou presque, du fait de la modicité du gel et de la faible pénétration des ondes de gel. C'est pourquoi nous avons soumis plusieurs échantillons de roches présentent sur le terrain une désagrégation granulaire plus ou moins poussée (Stamsund, Hage, Ramsvik) aux expériences de gélifraction déjà mentionnées (chapitre IV). Il s'agit de roches saines ou à peine marquées par un début d'altération, ce qui permet d'isoler le rôle de la microgélifraction dans la désagrégation ; elles ont été soumises, compte tenu des climats qui ont régné dans la région depuis le Tardiglaciaire, à un gel à - 8°C, avec des cycles gel - dégel de 24 h (tableau 19). Comme dans les autres cas étudiés, la production de débris n'est devenue significative qu'au bout de 200 cycles, et elle s'est fortement ralentie après 400-500 cycles. Les échantillons concernés ici sont essentiellement des fragments de mangérites et d'orthogneiss monzonitiques (325, 380, 455, 794 : 51e expérience ; 334, 343, 348, 362, 367 : 57e expérience), de migmatites et de paragneiss (392, 437, 603). Nous avons déjà rendu compte (chapitre IV, p. 733) du comportement d'un échantillon de troctolite de Flakstadøy et de la très faible fourniture de débris au bout de 600 cycles.

La quantité de débris reste faible dans tous les cas (0,008% à 0,85 % du poids initial) et les échantillons n'ont pas subi de changement de forme notable. Un seul échantillon a fourni un fragment de taille centimétrique : il s'agit d'un orthogneiss monzonitique prélevé dans la coupe de Hage (Vestvågøy : éch. 348), dont une esquille fedlspathique allongée s'est détachée le long d'épais lits de biotite (ph. 180). A l'exception de l'échantillon 367 (mangérite très peu poreuse prélevée près de Ballstad, dans le sud-ouest de Vestvågøy), les mangérites et les orthogneiss ont tous fourni les plus fortes quantités de débris, sous forme d'un sable fin à grossier et de gravillons ou esquilles de 2 à 6 mm de côté, ces derniers sont surtout des fragments de grosses mésoperthites détachés le long de clivages ou de fissures hérités de la cataclase tardi-gothienne ou grenvillienne. Les sables sont constitués de grains monocristallins, où les ferromagnésiens sont souvent sur-représentés. On note en particulier une excellente indi-

vidualisation des biotites, elles-mêmes fragmentées ; leur présence semble constituer un facteur de faiblesse de la roche vis-à-vis de la microgélifraction , surtout là où elle s'accompagne d'une nette foliation, l'ouverture des clivages gagnant ainsi de proche en proche et facilitant d'autant plus pénétration de l'eau. Les interfaces des autres cristaux jouent un rôle analogue, de même que les microfissures qui, dans ces roches prophyroïdes, hachent littéralement certains grands cristaux. Cette dernière caractéristique explique l'absence de correspondance entre le grain plus ou moins grossier des roches (en dehors des zones à grain fin typiques de la structure en mortier de plusieurs échantillons) et la granulométrie des débris. On note d'ailleurs dans ce type de roches une relation nette, de type linéaire, entre la quantité de débris et la porosité (compte tenu du cas "aberrant" que représente l'échantillon 367 : fig. 184). L'étude de l'origine des débris et la présence de biotites mordorées, de feldspaths teintés d'oxyde de fer, montrent cependant qu'ils proviennent souvent des zones marquées par un début d'altération, et qui n'avaient pu être évitées lors des prélèvements (partie inférieure du cortex qui n'avait pu être enlevée, ancienne face de diaclase ouverte ....) ; la collaboration des deux processus, sans doute amorcée sur le terrain, paraît donc importante. Les paragneiss, de grain généralement plus fin, ont surtout fourni des sables fins ou moyens, très peu abondants (0,01 à 0,06 % du poids de l'échantillon.

Ces résultats auxquels nous n'accordons qu'une valeur indicative en fonction de l'incertitude sur le caractère plus ou moins sain des échantillons, correspondent assez bien observations de terrain, surtout en ce qui concerne les types de débris, que l'on retrouve effectivement dans les régolites sableux. Cependant, les quantités fournies restent faibles et témoignent souvent d'une collaboration de l'altération ; là où elle est presque totalement absente (troctolite de Flakstadøy, prélevée dans une carrière fraichement ouverte), la différence avec les régolites dont les éléments présentent de multiples traces d'attaque chimique (revêtements d'oxydes de fer, attaque des olivines et des biotites) est patente. Le rôle des biotites dans la désagrégation des orthogneiss monzonitiques peut également être interprété par un début d'altération et par la formation d'hydrobiotite dont le

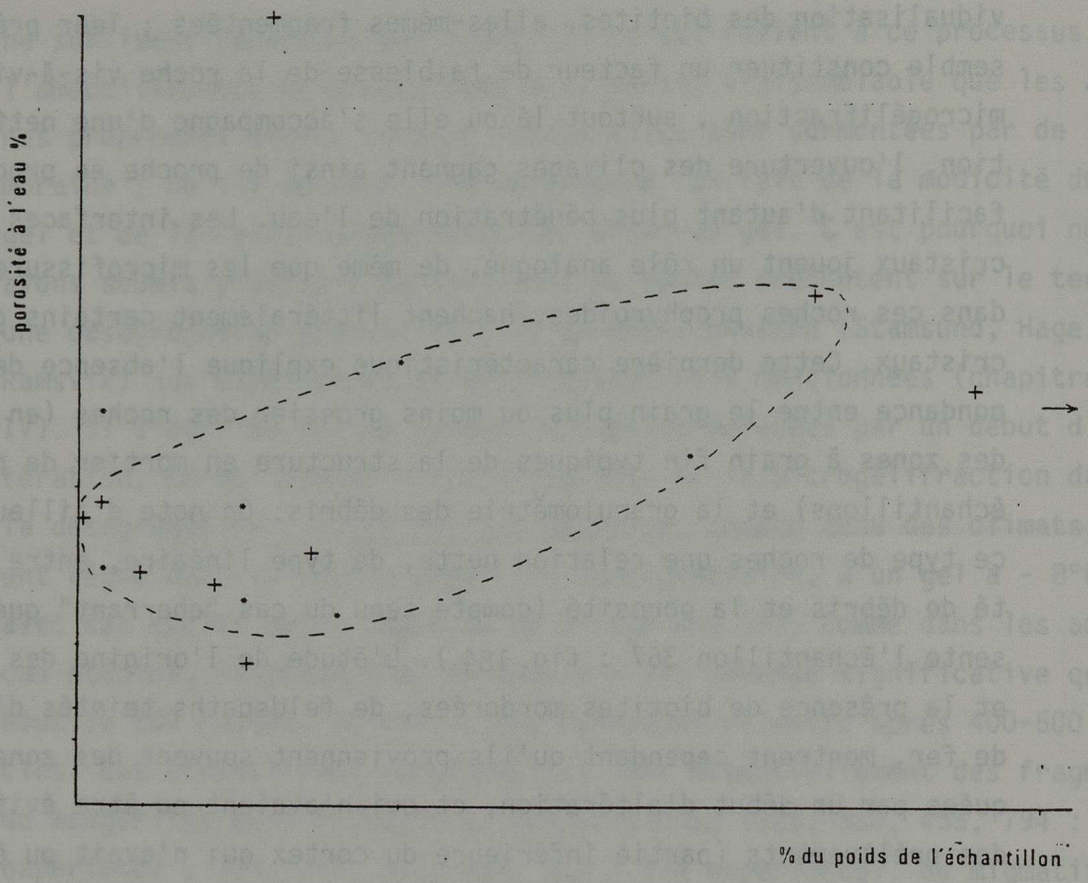


Figure 184 : Relation entre la porosité des roches et la quantité de débris obtenus au bout de 600 cycles gel-dégel à - 8° C dans les expériences 51 (astérisque) et 57 (croix) au Centre de Géomorphologie de Caen.
Le graphisme fait apparaître une relation linéaire approximative entre les deux valeurs, bien que quelques échantillons aient fourni des résultats hors du commun.

volume varie sous l'effet de l'humectation et de la dessication. Joint à la faible fourniture de débris, ce fait suggère que la microgélifraction, active dans les régions étudiées, n'intervient pas seule, et qu'elle est inséparable de l'intervention de l'altération (hydrolyse) ; l'importance des deux phénomènes est surtout conditionnée par la porosité, la microfissuration et le degré de cataclase. Son rôle nous paraît d'ailleurs plus important dans les phénomènes de désagrégation superficielle (formation de vasques, etc...), sur les pointements nus ou simplement couverts de lichens, que dans l'arénisation proprement dite; en effet, les sols qui surmontent les arènes jouent probablement un rôle isolant qui réduit le nombre et l'amplitude des cycles gel - dégel, déjà peu actifs dans cette ambiance océanique.

d. les arguments géographiques.

La concentration des volumes arénisés importants dans la région des Lofoten - Vesterâlen, à l'exclusion des régions intérieurs du bourrelet montagneux comme le Sogn - Jotun, est sans doute significative, comme nous l'avons suggéré au début de ce chapitre. Le type d'altération dont ils relèvent n'est aucunement incompatible avec les conditions bioclimatiques actuelles, mais leur importance même, qui tranche sur la faiblesse générale de l'altération post-glaciaire, implique soit une particulière altérabilité des volumes rocheux concernés, soit la conservation au moins partielle d'altérites pré-weichseliennes.

La première hypothèse ne peut pas être éliminée d'emblée, puisque nous avons vu que la plupart des arènes, qui tapissent des secteurs évidés, caractérisent presque toujours le même type de roches, des mangérites et surtout des orthogneiss qui en dérivent ; les autres ont été rencontrées sur des roches de composition voisine (migmatites), ou présentant également une cataclase plus ou moins poussée (certains paragneiss) ainsi que sur quelques roches basiques (gabbros). Il s'agit donc de roches plus ou moins complétement dépourvues de quartz, à quelques exceptions près, et dont le squelette exclusivement feldspathique peut effectivement être ébranlé dans les conditions actuelles de l'altération , sans toutefois que celle-ci puisse aller plus loin. L'importance de la cataclase tardi-magmatique et le métamorphisme rétrograde ultérieur, responsable d'une recristallisation inégale, ont sans doute largement facilité le phénomène, et c'est ce qui pourrait expli-

quer que les mangérites non cataclasées des massifs en relief y aient échappé. On remarquera cependant que les mangérites tout aussi cataclasées du Sogn (éch. 1 bis, 9) ne présentent *nulle part* aucun signe d'arénisation. A l'inverse, une bonne partie des cas d'arénisation qui ont été observés dans les autres régions de la Norvège l'ont été dans des mangérites (Aust Agder : Ploquin, comm-pers. et observations personnelles ; Michot, comm. pers.),dans des syénites et dans des larvikites permiennes de la région d'Oslo, sous des sols bruns (versants) ou sous des podzols (terrains horizontaux). Cette dernière observation a été réalisée dans le Vestfold , au NW de Larvik, par Lâg (1945) . Des arènes épaisses d'1 à 1,5 m y présentent exactement les mêmes aspects que celles des Lofoten, avec de la chlorite et de l'hydrobiotite dans la fraction fine. De même, dans le bouclier canadien, les mangérites comptent parmi les roches sur lesquelles on trouve le plus souvent des arènes (Godard, 1982 et observations personnelles).

Dans la plupart des cas, à ce facteur lithologique s'ajoute une situation dans des creux ou des parties de vallées qui ne présentent pas de façon typique les marques du surcreusement glaciaire. Dans le Sogn, où les affleurements de mangérite que nous avons pu étudier sont tous situés dans des versants de fjords ou de grandes vallées glaciaires ou sur des plateaux raclés, cette association n'est jamais réalisée, et l'absence totale d'arènes peut être rapprochée du fait que les glaciers ont partout agi au niveau de la roche saine ; l'altération post-glaciaire n'a pu y engendrer autre chose que de minces cortex décolorés, quelles que soient l'altitude et les topographies de détail (cette remarque est d'ailleurs valable, nous l'avons vu, pour tous les autres types de roches). Il existe cependant, dans la région des Lofoten-Vesterâlen et surtout dans la région voisine du Tysfjord, des volumes arénisés associés aux modelés à diaclases courbes bordant de grandes vallées évasées aux flancs lisses. Mais nous avons montré plus haut que l'altération peut parfaitement progresser le long des diaclases courbes sous des dalles plus ou moins saines, et que dans ces conditions, l'intervention du raclage sur la roche saine n'est pas contradictoire avec le maintien d'arènes dermiques ; la présence de volumes déjà fragilisés du moment de la déglaciation est d'ailleurs favorable à un redémarrage immédiat de la désagrégation granulaire, dans des con-

ditions bien meilleures que sur les pointements de roche entièrement saine.

Ce mécanisme, qui implique une participation plus ou moins importante de l'évolution post-glaciaire nous paraît rendre compte de la répartition et des caractères des arènes, mieux encore que la conservation pure et simple de volumes hérités. Ainsi s'explique que ces volumes aient été identifiés sur les roches qui, de toutes façons, sont les plus altérables, l'inégalité du raclage glaciaire ne pouvant à elle seule rendre compte d'une telle distribution. Ce facteur apparaît cependant très important, à différentes échelles. L'absence de formations altérées en place dans les entailles du Sogn - Jotun va de pair avec une morphologie qui traduit partout une intervention plus ou moins importante des glaciers sur la roche en place, que ce soit dans les vallées d'altitude ou à plus forte raison dans les grandes auges et les fjords. Leur présence dans la région des Lofoten - Vesterâlen est associée à celle de formes (vallons, cols, alvéoles, bassins, plates-formes, bases de versants) situées à l'écart des ombilics, des grands versants rocheux des cirques et des auges. Les possibilités de raclage, de glissement de la glace sur son lit y ont été aussi grandes que dans les régions du Sogn - Jotun, à un moment ou à un autre des glaciations, mais la configuration locale du relief, avec des bassins ou des dépressions mal orientés par rapport aux flux régionaux, dans un régime de transfluence généralisé, à multiplié les sites où le déplacement et le raclage sont restés moins intenses, jusque dans les auges (Skjenfjord, sur Flakstadøy : Peulvast, 1977 a) ; quelques racines de tors y ont même été respectées (Hol - Bergsdalen). En outre, l'existence de couvertures meubles plus épaisses sur certaines roches que sur les autres y a autorisé des modes de déplacement de la glace par cisaillement à l'intérieur du matériel meuble, la partie basale des profils restant immobile, épargnée par l'érosion (Boulton, 1979). Ce phénomène est illustré par la fréquente présence, sur les profils d'altération, d'une moraine pauvre en cailloux, de composition et d'origine proche de celle de l'arène sous-jacente ; le transport est resté très faible. Enfin, il n'est pas impossible que des matériaux plus ou moins ameublis, mais plus difficiles à incorporer à la base du glacier dans les conditions proches de la fusion sous pression que dans celles d'un

glacier à base froide , aient finalement offert moins de prise à l'érosion mécanique - quarrying et plucking surtout - que des roches saines diaclasées, du fait de l'absence de discontinuités ouvertes et d'une certaine isotropie des propriétés mécaniques.

5. Conclusion partielle.

La faible évolution des arènes, le fait que beaucoup d'entre elles aient été tronquées, sinon récurées, lors de la dernière glaciation et sans doute lors des précédentes, montrent qu'il ne peut pas s'agir d'héritages très anciens témoignant de conditions différentes des actuelles ; les modelés et les formes qui leur sont associés ne sont donc pas non plus entièrement hérités. Malgré tout, leur existence indique que le raclage glaciaire a pu rester assez modeste, moins rapide au total que la progression de l'altération sur certaines roches, et qu'ailleurs, il a pu se contenter de récurer plus ou moins bien le front d'altération. Cela confirme les hypothèses avancées lors de l'étude des modelés rocheux pour les secteurs situés hors des ombilics et des principaux axes de canalisation de la glace.

De toutes façons, les modelés d'altération témoignent d'une évolution qui rend les formes où ils s'insèrent, en particulier le strandflat, aussi originales par rapport aux formes préglaciaires que le sont les cirques ou les fjords. Seul le degré et l'échelle de l'aménagement changent, ainsi que certaines de ses modalités, puisque les modelés d'altération se trouvent en partie à l'intérieur ou aux limites d'un domaine plus ou moins marqué par les actions marines.

CONCLUSION DU CHAPITRE

Les formes de creusement portent toutes l'empreinte des glaciers, qu'elles présentent des modelés rocheux ou des manteaux meubles plus ou moins continus. Les formes et l'organisation même de certains d'entre elles - et donc la différenciation morphologique qui leur est liée - sont même avant tout l'oeuvre des glaciers et des autres processus "froids", comme nous l'avons vu pour les cirques, les grandes auges et les fjords. Mais à l'échelle des grands réseaux ou des systèmes régionaux de sculpture alpine, il est possible d'identifier les traces d'une organisation qui ne doit rien à l'action des glaciers.

Il en est de même dans les vallées d'altitude et dans les amples entailles de la façade maritime, où l'aménagement glaciaire des réseaux reste partiel, et celui des formes très inégal ; les glaciers paraissent d'ailleurs avoir respecté partiellement des dispositifs étagés sans rapport avec leurs caractéristiques dynamiques. Il est donc probable que la dissection et la différenciation morphostructurale associée étaient largement réalisées avant les glaciations, les dynamiques glaciaires ayant elles-mêmes été fortement influencées par les configurations liées à ce creusement. Mais dans la majorité des cas, les glaciers ont accentué la brutalité du contraste entre les formes de dissection et celles du fjell. Sur la façade maritime, ils ont largement contribué au façonnement et àl'extension de l'aplanissement inférieur, auquel se raccordent de nombreuses entailles, mais ici, l'influence des actions littorales ne peut pas être exclue.

Chapitre VI

Le strandflat: des types morphogéniques variés

Chapitre VI

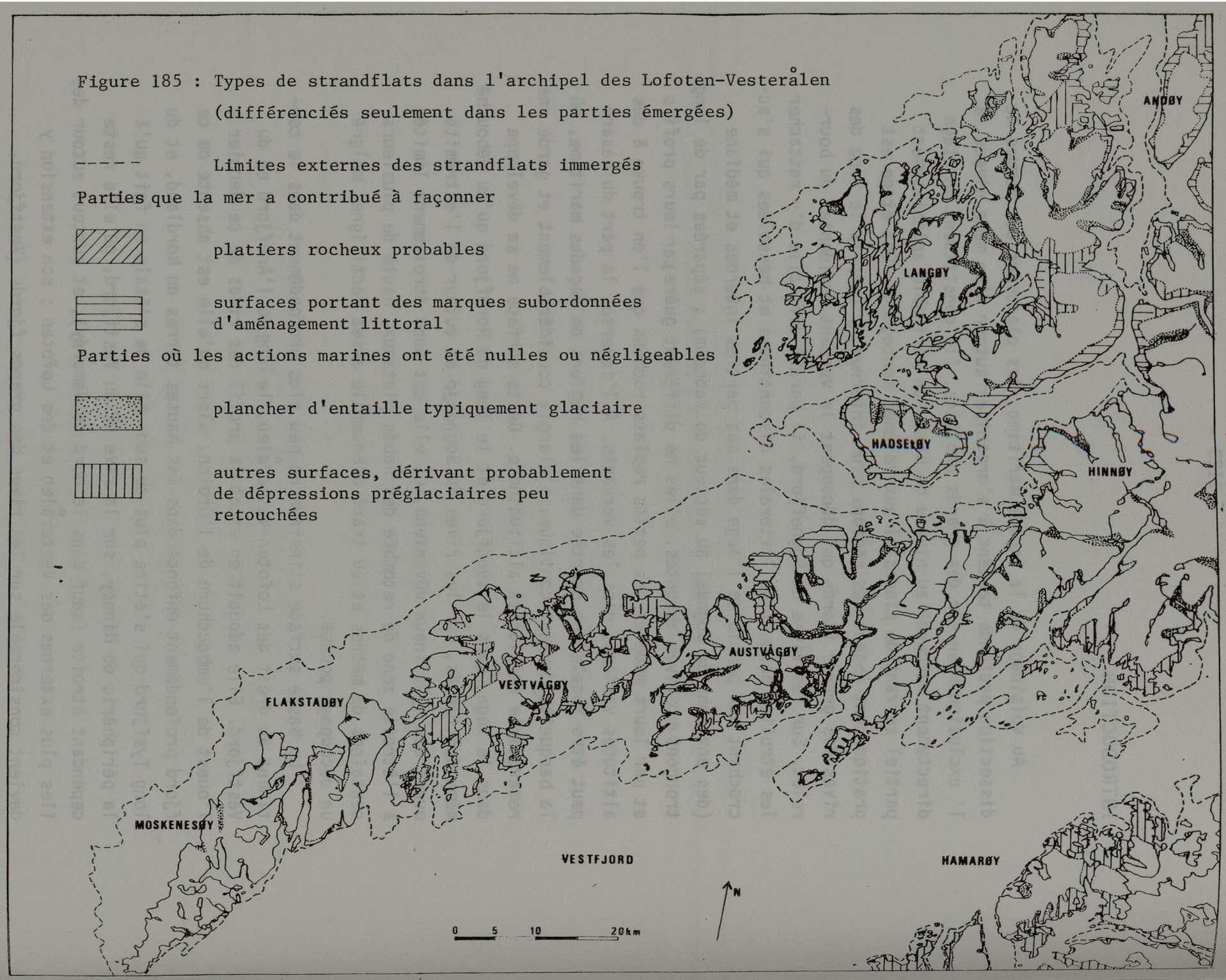
Le stranding des types morphogéniques variés

INTRODUCTION

Au voisinage de la façade maritime, les planchers des formes de dissection profonde tendent à s'organiser autour d'un même niveau, à l' exclusion bien sûr des grands ombilics. Ils constituent un étage directement raccordé au niveau de base, un véritable aplanissement partiel servant de piedestal aux volumes montagneux. Cet étage est pratiquement absent des régions plus internes, y compris le long des rives des grands fjords qui découpent le versant occidental du bourrelet. Sur les rives du Sognefjord, il paraît difficile d'y rattacher les étroites banquettes littorales discontinues et bosselées qui s'accrochent aux parois de l'auge dans ses parties internes et médiane (des environs de Sogndal au secteur de Vadheim) ; séparées par de longs tronçons aux rives abruptes, elles ne diffèrent guère par leurs profils et par leurs modelés des petits replats rocheux que l'on trouve à des altitudes variées, dans les versants. A l'inverse, la part du hasard peut être totalement écartée dans les régions de façades maritime, où la banquette devient continue, s'élargit considérablement et garde une remarquable régularité altitudinale. Cette surface ne se développe dans le Sogn, dans le Sunnfjord et le long du Nordfjord qu'au débouché même des fjords, sur les rives du Sognesjø et autour de l'extrémité ouest des synclinaux dévoniens, et elle est donc étroitement limitée à l'étroite zone de retombée des hauts plateaux, haute de plusieurs centaines de mètres et au tracé d'ensemble assez rectiligne, malgré un découpage poussé.

La basse surface s'insinue un peu plus profondément dans le continent au droit des Lofoten-Vesterålen, le long de l'Andfjord et du Vestfjord. Elle adoucit en effet le profil des rives de ce dernier à l'ouest de l'embouchure de l'Ofoten, alors qu'elle est absente de ce fjord profondément enfoncé dans les hautes terres du Nordland, et du long Tysfjord qui s'étire plus au sud. Elle ne s'étale en fait qu'à la périphérie de Hinnøy, sur la rive SE du Vestfjord, où elle reste cependant étroite (sauf dans le nord de Hamarøy), et surtout autour des îles plus externes des Vesterålen et des Lofoten ; son extension y devient considérable sur les rives des grands fjords (Vestfjord, Sortlandsund, Hadselfjord, Vesterålsfjord, Eidsfjord, Gavlefjord) et face à la mer ouverte (fig. 185).

Figure 185 : Types de strandflats dans l'archipel des Lofoten-Vesterålen
(différenciés seulement dans les parties émergées)



Cependant cette surface ne constitue pas seulement une frange maritime. Les chapitres précédents ont montré qu'il s'y raccorde de multiples éléments entaillés à l'intérieur même des volumes montagneux, fonds d'auges ou de cirques, fonds de bassins séparés de la côte par des cloisons plus ou moins larges, et ceci le long de multiples découpures, fjords et détroits de toutes tailles, d'une région large de 90 km et plus. Dans la plupart des cas, les rivages très irréguliers et les poussières d'îlots et d'écueils qui les précèdent s'inscrivent dans cette surface rugueuse et légèrement inclinée. Celle-ci est étroitement imbriquée avec les reliefs de l'intérieur, mais elle s'étale surtout à la périphérie des grands volumes ; là, portant quelques vigoureux reliefs résiduels, elle se prolonge sous la mer par des hauts fonds, en avant des caps ou au débouché de détroits et de fjords qu'ils tendent à fermer. Le rebord externe de la plateforme, partout situé à des profondeurs de l'ordre de 30 à 60m, présente des tracés plus réguliers et plus massifs, à quelques centaines de mètres ou plusieurs km en avant des côtes. Soulignant les contours d'ensemble du bourrelet montagneux (rive SE du Vestfjord) et des grands horsts qui s'en détachent, il domine au SE la fond exceptionnellement large et déprimé du Vestfjord (-250 à -569m) et à l'ouest le plateau continental (-150 à - 250m). Celui-ci est séparé du rebord externe du strandflat par un sillon longitudinal moins bien caractérisé qu'en beaucoup d'autres parties de la côte norvégienne (O.Holtedahl, 1940).

Ce dispositif constitue une des parties les plus typiques du "*strandflat*" norvégien (littéralement : "plaine littorale") défini pour la première fois par Reusch (1894). Cet auteur le décrit comme une frange plus ou moins continue, large de quelques centaines de mètres à 60 km, ourlant la retombée occidentale des Scandes sur la Mer du Nord et la Mer de la Norvège depuis la plaine de Jæren au sud-ouest jusqu'à l'ouest du Finnmark, en Laponie (O.Holtedahl, 1960, Klemsdal, 1982). La région des Lofoten-Vesterålen paraît cependant exceptionnelle au sein de cette façade, avec la large pénétration du strandflat à l'intérieur des terres; celle -ci est liée à une configuration géographique sans équivalent sur le reste de la côte norvégienne. Les autres caractéristiques sont plus communes,en particulier la brutalité des contacts avec les reliefs montagneux qui rend aisée la délimitation du strandflat vers l'intérieur. Mais comme sur le reste de la façade norvégienne cette rupture de pente généralement située au-dessous de

40 à 50 m laisse localement la place à des raccords plus doux, et il existe des passages progressifs à des topographies bosselées situées à plusieurs dizaines de mètres d'altitude, où les limites de l'aplanissement côtier sont difficiles à fixer (cf. supra, chap. I).

Cette plate-forme rocheuse ou faiblement couverte, sur laquelle nous avons déjà identifié des topographies de raclage glaciaire et des modelés d'altération (chap. V) constitue donc un trait géographique majeur à l'échelle des Scandes, et toute tentative pour expliquer sa génèse doit tenir compte de ce caractère. L'analyse des relations de cette surface d'aplanissement partielle avec les dispositifs structuraux, ainsi que celle de ses profils et de la place qu'y occupent les modelés de raclage ou d'altération permettent de préciser ses rapports avec le système de dissection et donc avec des formes portant essentiellement les marques d'actions "continentales". Mais sa position au voisinage du niveau de la mer, son immersion partielle et la multiplicité des traces d'action des vagues le long de la ligne de rivage actuelle et au-dessus suggèrent que les actions littorales participent ou ont participé de façon plus ou moins déterminante à son élaboration. Une étude approfondie de la répartition des formes et des modelés littoraux sur la plate-forme et à son contact avec les reliefs montagneux est donc indispensable. Elle complète en effet l'analyse des conditions de la morphogénèse, en soulignant l'originalité du strandflat parmi les formes du bourrelet montagneux. Ainsi peut être tentée, dans une troisième partie, une identification des types morphogéniques : en effet, la diversité et la complexité des configurations du strandflat suggèrent dès l'abord qu'un type d'explication unique ne convient pas.

I. DES CONFIGURATIONS VARIEES

Le rattachement au strandflat des banquettes discontinues qui bordent localement les rives du Sognefjord est, nous l'avons vu, problématique. Les banquettes de Barsnes, de Kjørnes, de Fimreite et de Nornes sur le Sogndalsfjord (pl. 6), ou encore celles de la région de Lavik, 80 km plus à l'ouest sont étroites (500 m au maximum pour celle de Nornes, 50 à 300 m plus généralement) et irrégulières, avec des altitudes comprises entre 0 et 20 m ou plus. Elles correspondent dans le Sogndalsfjord aux parties émergées de quelques verrous et

dans le Sognefjord à d'étroits replats gneissiques dont la relative concordance altitudinale ne devient remarquable qu'à l'ouest du Høyangsfjord (c'est à dire à 60 km en arrière de la façade maritime, dans une partie du fjord qui s'élargit progressivement vers la bouche peu profonde et vers les strandflats du Sognesjø). Inscrits dans une énorme vallée glaciaire, ces replats ne présentent que des modelés de roches moutonnées, de cuvettes et de couloirs exploitant les bancs plus ou moins mylonitisés et fracturés des ensembles stratiformes (Sogndalsfjord) et les zones de fractures des gneiss massifs où s'enfonce le Sognefjord à l'ouest (par exemple, sur la pointe de Hamnenes, entre Lavik et le Vadheimsfjord, ph. 181). Leurs rivages correspondent au plongement plus ou moins brutal des roches moutonnées dans le fjord, bien que d'étroites terrasses et quelques couloirs s'organisent en niveaux un peu plus réguliers, en arrière du rivage actuel ou au-dessus. En dehors de ces quelques éléments qu'une forte couverture tourbeuse rend peu interprétables, les banquettes des parties internes du Sognefjord, bien distinctes des deltas emboîtés de tête de fjord, autres éléments plans des rivages, présentent donc une configuration assez constante, celle d'étroits replats raclés accrochés aux flancs d'un ombilic et ne commençant à s'organiser en un niveau régulier que vers l'extérieur. Nos investigations étant limitées aux parties intérieures du Sogn, il reste cependant difficile de juger ici des relations avec le strandflat proprement dit. En revanche, la transition entre les banquettes intérieures discontinues et l'aplanissement côtier apparaît bien dans la région des Lofoten-Vesterålen.

A. Une forme d'érosion très inégalement développée

L'extension des strandflats au pied des reliefs variés de la région des Lofoten-Vesterålen varie considérablement avec leur position comme avec la structure. La netteté du contact avec les reliefs en permet une cartographie aisée, mieux encore que l'adoption d'une limite altitudinale supérieure uniforme (Møller et Sollid, 1973 : + 40m); celle-ci ne convient pas, en effet, aux secteurs où les éléments d'une plate-forme un peu plus élevée ne peuvent être dissociés du strandflat (centre de Langøy : 30 à 50 m; pl. 4). Leur cartographie révèle, pour les parties émergées comme pour les parties immergées, non seulement une largeur très inégale, mais aussi des relations très variables et

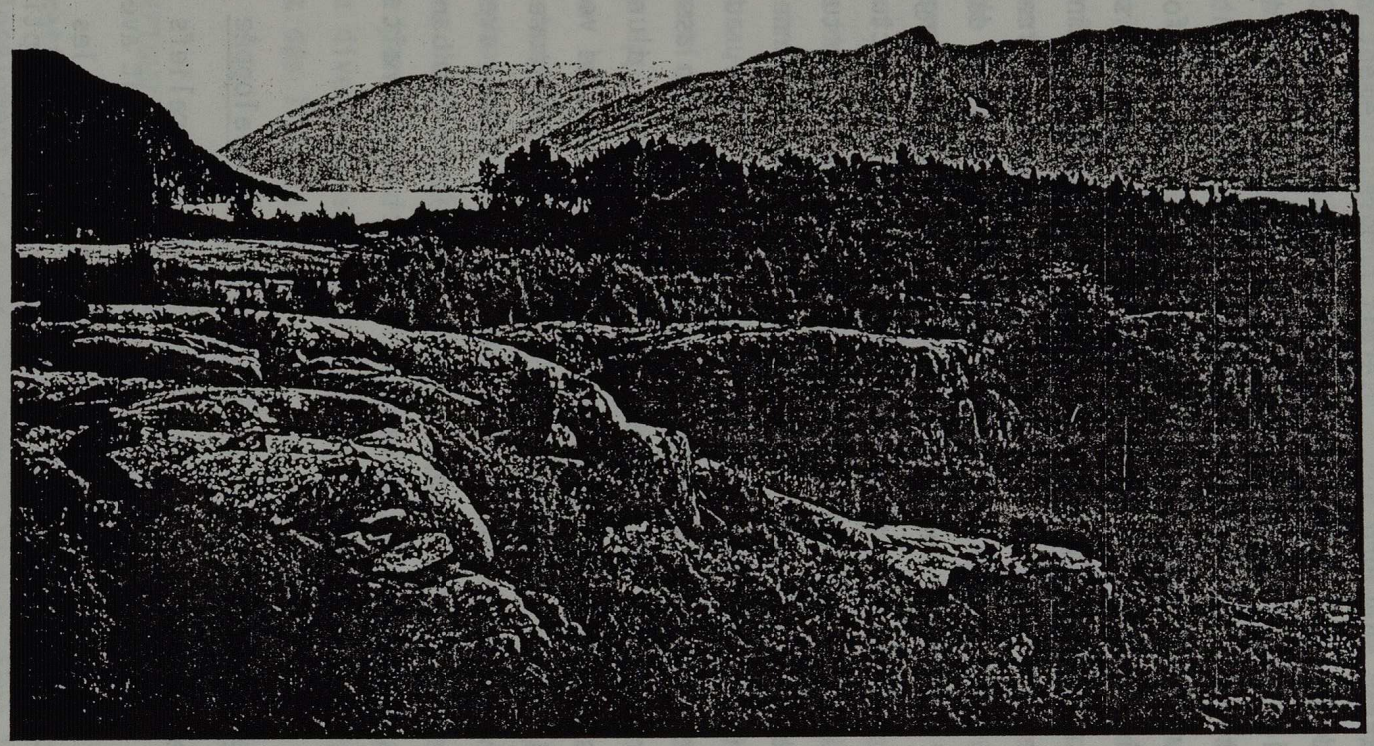


Photo 181 : Banquette rocheuse de la pointe de Hamnenes, sur la rive nord du Sognefjord, entre Lavik et Vadheim. Vu vers l'est.
Etroite plate-forme très inégale, entre 5 et 10m d'altitude, à roches moutonnées et couloirs de fractures.

significatives avec la structure - potentiel lithologique et grands dispositifs tectoniques.

1. Les strandflats liés aux formes de dissection

a. des fonds de plaines et de bassins intérieurs

Les fonds des vastes bassins intérieurs de Hamarøy (Presteid), de Vestvågøy (bassin de Leknes, couloir de Borge-Leknes, bassin du Sundklakkstrøm) et du centre-ouest de Langøy, séparés de la mer libre par des cloisons montagneuses discontinues, ne peuvent dans leur ensemble être distingués du strandflat,bien que quelques éléments de plates-formes bosselées et des replats perchés de 20 à 40 m y dominent les très basses surfaces. Ils se raccordent latéralement au reste du strandflat ou s'ennoient doucement vers les extrémités ouvertes sur les fjords voisins (chapitre V). Ces ensembles constituent même certaines des parties les plus étendues de l'étage inférieur, avec des largeurs de 3 à 7 km (ph. 5).

L'existence et la configuration de ces bassins faiblement et très localement surcreusés traduisent, nous l'avons vu le rôle de *l'érosion différentielle* au sein de la retombée occidentale du bourrelet montagneux (Hamarøy) et des grands horsts qui s'en détachent (dans l'archipel proprement dit). Il en est de même pour des bassins et des couloirs d'extension plus restreints, comme le bassin partiellement surcreusé du Flakstapollen, sur Flakstadøy (pl. 1), et qui s'apparentent plutôt aux larges fonds d'auge faisant communiquer les grands bassins avec la mer à travers les cloisons montagneuses.

Ces bassins, situés à l'écart des grandes artères venues de l'intérieur des Scandes, sont ouverts à l'une de leurs extrémités, ou aux deux, sur les principaux fjords et les détroits transversaux qui morcellent la façade montagneuse et l'archipel. De grands ombilics surcreusés à 100-150 m et plus y recoupent plus ou moins brutalement leurs surfaces partiellement immergées et leurs étroits ombilics (SE et S du bassin de Presteid, rives du Buksnesfjord, rentrant de Nesje et Sundklakkstrømmen sur Vestvågøy-Gimsøy ; extrémités N et S du bassin central de Langøy, ouest). Mais les plaines intérieures se prolongent autour des massifs par les banquettes qui longent ces fjords et constituent des parties plus étroites et plus morcelées du strandflat.

b. des strandflats au sein des formes de sculpture, de défonçage et de dissection.

Les parties du strandflat qui correspondent à des planchers de formes de défonçage, de dissection ou de sculpture des massifs, et aux revers des fjords et des détroits qui morcellent l'archipel apparaissent également comme des formes internes, et leur extension correspond à la largeur du fond des entailles diminuée de celle des ombilics qui peuvent s'y emboîter. En grande partie émergés, ces strandflats ne sont pas également répartis, ce qui reflète la diversité des types de dissection des massifs et des plateaux déjà mentionnée dans le chapitre précédent. Très étroits à l'intérieur des massifs migmatitiques, mangéritiques ou gabbroïques les plus élevés ils correspondent essentiellement à quelques *planchers de cirques* (nord de Hadseløy) et surtout à des *replats* ou à de *courts tronçons d'auge* proches du niveau de la mer, à la tête des fjords qui les prologent (massif migmatitique central de Langøy, massif d'Utskår, pl. 4 ; intérieur des massifs mangéritiques et paragneissiques d'Austvågøy ; intérieur de Flakstadøy rives du Skjelfjord et du Flakstadspollen, auge de Napp). Mais ces banquettes ou ces doigts de gants de quelques centaines de mètres de largeur au plus, qui correspondent aux parties externes des entailles façonnées dans les massifs montagneux peuvent également être absentes, même lorsque ces entailles s'ouvrent largement sur la mer, avec des fonds situés à des profondeurs importantes. Ainsi, il n'en existe pas sur les flancs du profond couloir de fracture du Raftsund, sauf à ses extrémités, sur ceux du Higravsfjord, dans le nord d'Austvågøy (pl. 3) ni sur les rives des fjords de Moskenesøy, sauf à leur débouché, avec leurs verrous partiellement émergés (Reine, à l'embouchure du Kirkefjord : ph. 124 ; bouche du Selfjord, pl. 1). Une dissection et une sculpture très accusées, typiques des massifs les plus élevés et donc des roches les plus résistantes, sont donc peu compatibles avec l'existence de strandflats en situation interne. Ce fait tient sans doute à la faible superficie des fonds, mais aussi au style même de ces entailles étroites, avec des flancs raides pauvres en replats, et des surcreusements importants plus ou moins indépendants du niveau de base, sur une bonne partie de leur longueur.

Les formes de défonçage et de dissection des régions moins élevées sont plus ouvertes, et elles tendent plus volontiers, nous l'avons vu

(chapitre V) à s'organiser en fonction d'un niveau constant. Pour une part constitué par des planchers d'alvéoles rattachés ou non aux grands bassins intérieurs (Vestvågøy, Hamarøy), le strandflat y est surtout représenté par des banquettes larges de 50 à 500 m et plus, partiellement immergées, sur les rives des fjords faiblement surcreusés qui isolent les petits massifs et les plateaux de mangérites cataclasées, d'orthogneiss monzonitiques, de paragneiss (intérieur des cloisons montagneuses de Vestvågøy, nord du bassin de Presteid) et de migmatites (abords du Jørgenfjord et du Møklandsfjord, sur Langøy). Il mord de préférence sur les roches plus altérables (mangérites cataclasées, orthogneiss) ou les plus divisées (paragneiss de Langøy).

C'est surtout à la périphérie des principaux massifs, sur le plancher même de certaines larges trouées ménagées dans les cloisons montagneuses, et sur les rives des grands détroits et des fjords surcreusés le long des zones de faiblesse majeures ou de panneaux affaissés, que l'on trouve les franges de strandflat les plus continues, sur des largeurs assez régulières (de 200 à 1500 m pour les parties émergées, de 300 à 2500 m au total). Le strandflat occupe la majeure partie du plancher de certaines trouées bien calibrées, comme celles de Steiro-Val et des Borgepollene, dans le nord de Vestvågøy, ou comme celle du Nappstrøm, ennoyée mais très peu profonde (-23 m au maximum). Ailleurs, formant une sorte d'épaulement régulier et continu sur les flancs des fjords - le plancher des vallées et des cirques de Hadseløy et du SE de Langøy s'y raccorde de plain-pied - il mord sur la périphérie des principaux massifs sans que sa largeur varie de façon systématique en fonction de la position géographique dans l'archipel, ni des unités lithologiques ; il recoupe les contacts assez indifféremment, sauf par endroits (strandflat anorthositique de Vottesnes, sur la rive SE de l'Eidsfjord, au pied d'un massif mangéritique). L'extension de ce type de strandflat reste la même que les rives du Sortlandssund - en dehors de la section élargie de Skagen, à l'entrée du Børøysund -, sur celles du Børøysund, de l'Eidsfjord et du Gimsøystrøm de direction longitudinale et séparés du large par de puissantes cloisons montagneuses, ainsi que sur celles du Vesterålsfjord intérieur, entre Hadseløy et l'ouest de Langøy, et du Hadselfjord, qui s'ouvrent largement à l'ouest sur la mer de Norvège. Mais on note dans ce dernier cas un élargissement progressif vers l'extérieur, surtout en ce qui concerne les parties sous-marines, et ce secteur constitue une transition avec les strandflats

souvent plus larges, mais aussi d'extension plus inégale, qui bordent les secteurs plus ouverts.

2. Les strandflats externes

a. les rives du Vestfjord

Par rapport à la frange régulière qui borde les fjords bien calibrés des Vesterålen, les strandflats du Vestfjord apparaissent beaucoup plus inégaux par leur configuration et leur extension. Il est vrai que ce fjord n'est guère comparable aux précédents ; résultant de l'aménagement et du surcreusement d'un vaste graben ouvert au sud-ouest (cf. supra, chapitre I), il est bordé, au-delà des lignes de failles qui l'encadrent, et surtout au nord-ouest, par un bâti lui-même haché de failles obliques qui ont guidé de multiples découpures entre des éperons allongés (sud d'Austvågøy et de Vestvågøy). Sur la rive SE, le bâti est plus massif, et hors des façades abruptes de Lundøy et de l'ouest de Hamarøy, où le strandflat est absent ou réduit à une banquette de 50 à 200 m de largeur,l'aplanissement côtier ne prend une extension importante qu'au nord de Hamarøy, à la faveur de l'affleurement des orthogneiss monzonitiques qui sont également arasés dans les secteurs plus internes (plates-formes de Buvåg et de Tranøy, larges de 3 à 4 km, au nord du bassin de Presteid).

Au nord-ouest, les parties immergées du strandflat sont souvent plus larges que les parties émergées, la largeur totale variant de 200 m ou moins à 5 ou 6000 m. Les largeurs les plus importantes sont atteintes sur les façades sud et sud-est de Hinnøy, d'Austvågøy et de Vestvågøy, dans deux types de situations. Il s'agit d'une part des franges qui entourent les éperons sud-ouest des îles internes (Hinnøy, Austvågøy), et qui sont séparées par des rentrants ou des ombilics surcreusés dans le versant sous-marin du Vestfjord au droit du Raftsund, de l'Austnesfjord et du Gimsøystrøm - Henningsværstrøm.
Leurs contours externes grossièrement triangulaires sont probablement peu différents de ceux des blocs mangéritiques faillés et allongés qui constituent ces prolongements des lobes méridionaux des grandes îles (Årstein, Store Molla-Lille Molla,Skrova, massif du Vågekallen : pl. 2) mais l'extension du strandflat traduit une vigoureuse morsure des reliefs, qui apparaissent morcelés ou brutalement interrompus au-dessus

d'une poussière d'îlots et de hauts fonds (site de Henningsvaer: pl.2). Les jardins d'écueils qui prolongent sur une largeur analogue les massifs mangéritiques du sud de Vestvågøy s'apparentent tout à fait à ce type (secteurs de Stamsund, de Mortsund et de Balstad). Les autres strandflats étendus de la façade SE des Lofoten se situent au contraire sur la rive NW des larges baies triangulaires qui s'échelonnent entre ces éperons, à l'écart des principaux fjords et détroits de l'archipel (secteur de Svolvær-Kabelvåg-Hopen, sur Austvågøy; secteur de Valberg-Stamsund). Ils forment de profonds rentrants dans les reliefs montagneux, en arrière d'un rebord externe peu découpé, au débouché de cirques et d'auges convergents et faiblement surcreusés, entre de courts éperons correspondant aux parties les plus massives des paragneiss et des mangérites recoupés par la façade. Mais bien que présentant des parties émergées un peu plus larges, correspondant en partie au plancher des entailles glaciaires (secteurs de Kabelvåg, Hopen et Stamsund surtout), ils passent rapidement vers l'extérieur à une plate-forme en grande partie immergée dont les hauts fonds constituent d'innombrables écueils et îlots jusqu'au rebord assez rectiligne sur le versant sous-marin assez doux du Vestfjord.

Très différents et beaucoup plus étroits sont les strandflats qui bordent Flakstadøy et Moskenesøy, plus au sud-ouest. Tandis que la faille principale du Vestfjord et les parties profondes du bassin se rapprochent des îles, la retombée montagneuse n'est frangée que par une très étroite banquette qui s'interrompt au droit d'abrupts pratiquement calés sur des lignes de failles ou de fractures (extrémité sud du plateau basique de Napp-Nusfjord, rive est de Moskenesøy au nord de Hamnøy). Coupée par le débouché des ombilics NS de Flakstadøy (Nusfjord, Skjelfjord, Sundstrøm), cette banquette pratiquement dépourvue de prolongement sous-marin est aussi étroite dans les roches basiques que dans les roches mangéritiques, sauf dans le seul rentrant notable du secteur, à l'intersection entre le Skjelfjord et le Sundstrøm ; l'extrémité sud du massif de Sund y est partiellement nivelée. Plus au sud, sur l'abrupt flanc oriental de Moskenesøy, le strandflat ne réapparaît qu'au niveau du verrou émergé du Kirkefjord et surtout à Moskenes et à Å ; là, il s'élargit aux dépens du plateau anorthositique méridional, au débouché de cirques moins profondément surcreusés que dans les hauts reliefs migmatitiques du centre de l'île. En dehors de ce dernier secteur, où la largeur du strandflat atteint 1 km, l'érosion et l'aménage-

ment de l'abrupt montagneux ne sont donc pas traduits par une importante morsure au niveau de la mer, et les parois rocheuses plongent presque directement jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 60 à 90 m: une telle situation ne se rencontre pratiquement nulle part sur la façade externe de l'archipel.

b. la façade occidentale de l'archipel

La façade externe des Lofoten-Vesterålen est presque partout bordée par un strandflat large de 2 à 10 km. Celui-ci ne s'interrompt qu'au droit des larges ombilics du Hadselfjord et du Vesterålsfjord, qui se réunissent devant Hadseløy pour constituer un large rentrant et une articulation majeure de l'archipel (chapitre I). Il ne se rétrécit que sur la façade NW de Langøy, où le rebord sur la plate-forme continentale, immergée entre 150 et 180 m de profondeur et fort étroite, se trouve à 2 ou 3 km seulement en avant de l'abrupt montagneux (côte NW du massif basique de Selvåg).

Cette plate- forme est entièrement immergée à faible profondeur, entre 10 et 40 m, devant Moskenesøy et devant quelques uns des caps et des massifs les plus externes des autres îles (Flakstadøy : nord et nord-ouest du massif de Napp ; Vestvågøy : Himmeltindene-Væggen; Langøy : façades N et NE du Skårvågfjell, de l'Åsantind, du massif d'Utskår). Alors que des franges émergées généralement étroites existent également dans des situations aussi externes (façades externes des massifs d'Eggum et de Kvalnes, sur Vestvågøy ; côte ouest du massif de Selvåg, sur Langøy), elles s'élargissent surtout dans les rentrants d'une façade montagneuse ailleurs assez rectiligne. Ces rentrants correspondent au débouché des principaux fjords et détroits, et aussi à celui des bassins intérieurs, des vallées et des cirques ; ainsi s'explique le contrôle qu'exerce localement la structure sur l'extension des strandflats externes, et dans une moindre mesure sur la répartition des reliefs résiduels. Ce contrôle reste minime dans le rentrant du Hadselfjord-Vesterålsfjord, surtout dans ses parties internes, où le strandflat mord assez uniformément les roches variées du sud-ouest de Langøy, du sud de Hadseløy et du nord d'Austvågøy dans le prolongement des banquettes littorales des fjords et des grands détroits (pl. 3 et 4). On note cependant un élargissement progressif du strandflat vers l'extérieur, surtout à l'ouest de Hadseløy et au SW

de Langøy, où il arase l'extrémité effilée des deux grands blocs allongés NE-SW qui constituent cette partie de l'archipel, entre le rebord sur la plate-forme continentale, l'Eidsfjord et le Hadselfjord. Le contact avec les reliefs, orienté transversalement, paraît plus influencé par cette configuration que par la structure, que ce soit au pied de l'abrupt occidental rectiligne de Hadseløy, qui recoupe des orthogneiss et des migmatites, ou au pied des bastions morcelés du SW de Langøy, façonnés dans des mangérites et précédés jusque sur le rebord externe du strandflat par des reliefs résiduels vigoureux comme Gauk-Vaerøy (273 m; pl. 4). Les autres grands strandflats de la façade NW de l'archipel prolongent des grandes dépressions intérieures et des grandes trouées, dont les contours suivent partiellement, nous l'avons vu, des contacts structuraux variés (strandflat de Fredvang-Flakstad, entre Moskenesøy et Flakstadøy; embouchure nord du Nappstrøm ; strandflat de Laukvik, au NW d'Austvågøy ; NE du lobe de Bø, sur Langøy). Mais en s'élargissant vers l'extérieur, ces plates-formes mordent de façon plus indépendante le bâti soulevé ; les contours des reliefs résiduels qui les surtmontent localement (Hoven : fig. 34; Tindstind et Dyrøy, au NE du lobe de Bø : pl. 4) ne coïncident guère avec des contacts structuraux significatifs.

Sur cette façade comme dans les autres situations, l'extension inégale du strandflat traduit donc *une morsure plus ou moins importante de l'érosion* aux dépens de blocs dont les limites tectoniques - failles ou charnières de flexures - se situent au niveau du rebord externe de la plate-forme ou encore plus loin (Vestfjord : Dekko, 1975). Cette remarque, et l'absence de toute coïncidence de la limite interne des strand flats les mieux développés avec des accidents tectoniques identifiables - l'exception du cas douteux du Buksnesfjord, où un important aménagement par l'érosion est de toutes façons intervenu : cf. supra, chapitre I - permettent dès l'abord d'exclure les anciennes hypothèses faisant du strandflat un gradin abaissé par faille au pied des montagnes (de Geer, 1912). Même si des dislocations et des dispositifs en escalier - qu'il est impossible d'identifier actuellement- ont pu favoriser localement sa formation, il n'est pas douteux qu'il s'agit avant tout d'une forme d'érosion. Il reste à établir les modalités de son façonnement; à cet égard, la diversité des profils et des types de contact avec les reliefs, qui dépend comme la configuration

en plan d'inégale résistance du bâti et surtout de la situation géographique, est très instructive.

B. La diversité des reliefs transversaux et des associations de formes

1. Des dispositifs aux profils concaves plus ou moins amples

a. des dépressions internes

La brutalité du contact entre le strandflat et les reliefs qui le dominent, considérée comme un des éléments typiques dans la morphologie de cette plate-forme (Klemsdal, 1982), n'est pas générale. En majeure partie, les strandflats correspondant au fond des dépressions internes de l'archipel se raccordent au contraire de façon plus ou moins progressive aux reliefs, par des concavités inscrites dans le roche en place, saine ou altérée, ou par des topographies intermédiaires bosselées. Ce type de contact est surtout réalisé dans les grandes dépressions centrales de l'ouest de Langøy, de Vestvågøy et de Hadseløy. Sur Langøy, il caractérise surtout les bordures ouest et est de la dépression, migmatitique, à son contact avec le Veggefjell également migmatitique, et avec l'échine mangéritique de l'Andberg, à l'est (fig. 31); il correspond à un secteur où le fond tourbeux du vaste berceau reste perché à 30 ou 40 m d'altitude, et où la prédominance des modelés de raclage glaciaire n'empêche pas la présence locale de volumes altérés, au sein des passées plus divisées des migmatites. Ce type de raccord caractérise également la partie nord de la dépression, au contact avec les massifs migmatitiques du Ravnåsen, d'Utskår et de Rygge : le strandflat comporte une plate-forme morcelée et bosselée entre 20 et 60 m d'altitude (91 m à son rebord sur le Riskjosen), en contrebas de laquelle s'emboîte nettement une terrasse littorale étroite(quelques dizaines de mètres) mais plus régulière, sur les rives du Riskjosen et du Møklandsfjord. Le dispositif est du même type à Malnes, plus à l'ouest, sur les rives du Sundstrøm (fig.310). Dans les deux cas,la banquette littorale mord les paragneiss fracturés et localement altérés qui forment le nord de la dépression, en contrebas d'un petit talus bien marqué dont la base se trouve vers 6 à 8 m; doucement inclinée vers le rivage elle est coupée de petits replats tourbeux et rapidement interrompue

par le rebord immergé des ombilics centraux des fjords. Un emboîtement analogue existe, mais de façon systématique, au débouché méridional de la dépression sur l'Eidsfjord et le Vesterålsfjord. La plate-forme raclée bosselée et morcelée qui prolonge entre 10 et 70 m d'altitude le "plateau" central du bassin (secteur de Ramberg-Uvåg, fig.186A) y est découpée par un véritable quadrillage de couloirs de fractures et de cuvettes; les flancs rocheux des knobs plongent plus ou moins brutalement vers des rivages abrupts (Strøms nes) ou vers les éléments discontinus d'une banquette côtière située au-dessous de 8 m d'altitude, doucement inclinée (2 à 3°), et prolongée sur moins de 1000 m de largeur par une frange d'îlots, d'écueils et de hauts fonds.

La même disposition caractérise l'extrémité SE du bassin, sur la rive est du Jørgenfjord, à Guvåg (ph. 146). Mais ici, comme au pied du massif mangéritique de la Bøvetta, les marques d'un puissant raclage glaciaire s'accompagnent d'un certain raidissement des versants, en partie lié au surcreusement de bandes fracturées au pied même des massifs (Haugsnes,au pied du Vindshammer; Bøvatn et Pollvatn, au pied de la Bøvetta : pl. 4); en outre, les cirques orientaux du massif de la Bøvetta contribuent à conférer à son rebord un aspect plus découpé et plus abrupt.

La superposition de deux étages - une plate-forme légèrement perchée, trouée d'alvéoles plus ou moins récurés er surcreusés, et une banquette littorale discontinue, d'inégale netteté - n'apparaît pas aussi franchement dans les bassins intérieurs de Hamarøy et de Vestvågøy. Une partie des bordures de ces bassins correspond cependant au contact entre des versants doux et des replats creusés d'alvéoles (couloir de Borge-Leknes : Borge, Nykmarken, Farstad-Hage, Buksnes, replat sud des Borgepollen ; bassin de Presteid : secteurs d'Oppeid, Hamsund, Langbakk-Haugen, Nordvåg, Skutvik : pl. 2 et 5) et des topographies bosselées aux pentes et aux creux partiellement tapissés d'arènes, comprises entre 20 et 80 m d'altitude ou plus (chapitre V,p.1047). Celles-ci occupent localement toute la largeur des dépressions (col de Liland, sur Vestvågøy) ou leurs parties centrales (très bas plateau paragneissique de l'aéroport de Leknes;, entouré de dépressions surcreusées au contact avec les orthogneiss monzonitiques arasés).

A la différence de ceux de Langøy, ces reliefs irréguliers forment plutôt une sorte de gradin incliné entre des topographies de défonçage plus élevées (col de Vasseng) ou des lambeaux de l'aplanissement

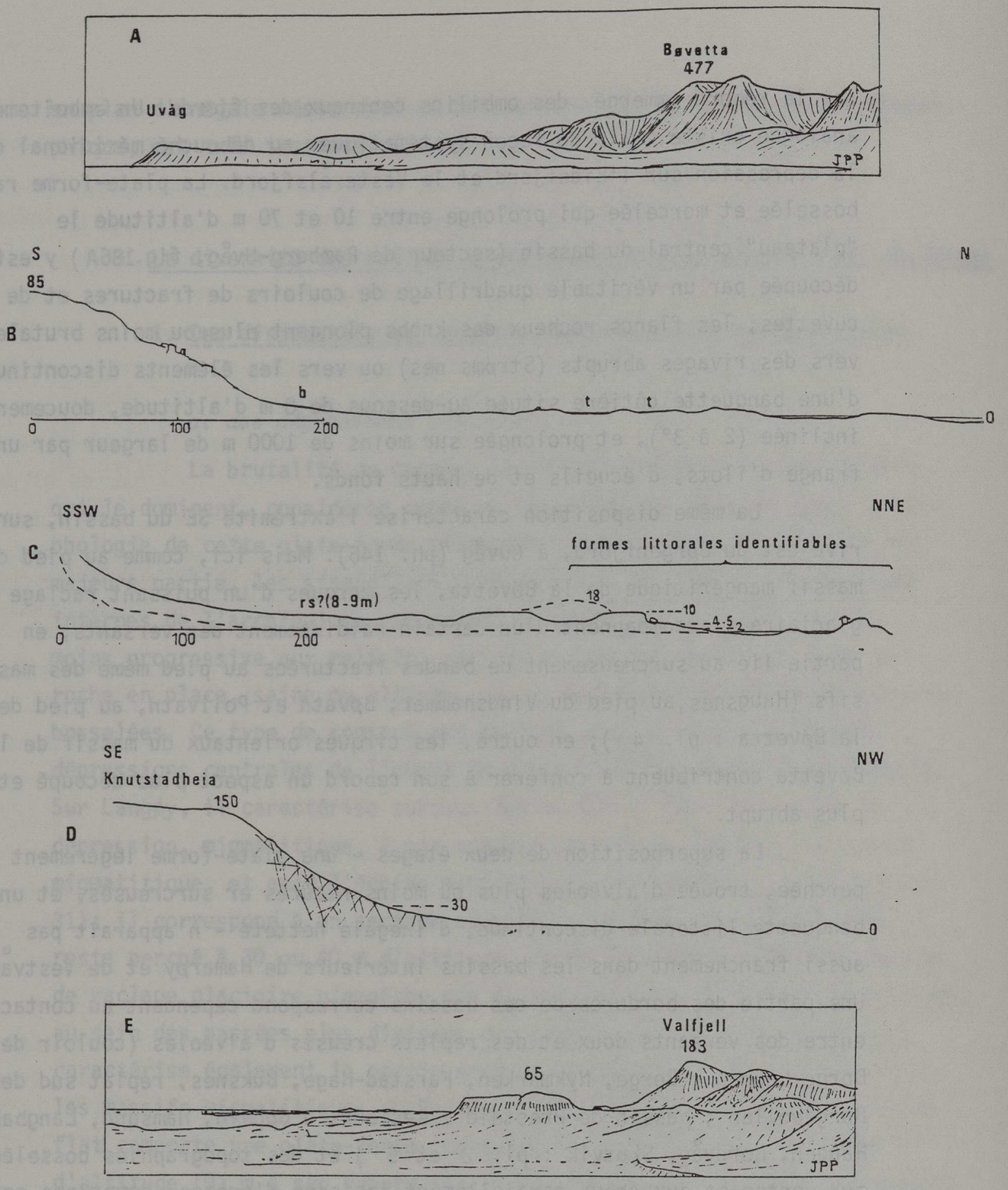


Figure 186 : Strandflats des parties occidentales de l'archipel des Lofoten-Vesterålen. Pointements et plates-formes rocheuses d'altitudes variées en avant des reliefs et des concavités basales.

A : la plate-forme d'Uvåg et la Bøvetta (Langøy ouest, vues vers le SW depuis Haugsnes.

B-C : Strandflats au pied du Tordalsfjell (Vestvågøy); b: bombement rocheux dans la concavité basale; t: tourbière; rs: rivage soulevé tireté (C): profil de petits cirques accentuant localement la brutalité du contact.

D-E : strandflat de Ramberg (Vestvågøy). Absence de formes d'attaque littorale à la base des reliefs (E: vu vers le NNW depuis le contrefort du Hellfjell).

principal (secteur de Nykmarken-Farstad) et la très basse plate-forme plus régulière qui constitue la plus grande partie du plancher de ces bassins intérieurs. Cette surface, en grande partie raclée (bassin de Presteid, rives des Borge-pollene) ou partiellement tapissée d'arènes (couloir de Borge-Leknes) s'emboîte moins nettement dans les reliefs irréguliers des flancs que la banquette littorale de Langøy et ses diverticules, sauf par endroits (rive SW de l'ytre Borgpollen ; abords de l'Offersøpollen et du Våjepollen, avec de véritables reliefs résiduels : ph.5). Le raccord est le plus souvent très progressif (secteur de Liland, sur Vestvagøy) et il suit les contours des alvéoles dont le plancher se rattache au niveau inférieur, au-dessous de 10 m généralement. Il s'agit alors de pentes douces ou de concavités qui peuvent elles-mêmes, nous l'avons vu, être tapissées d'arène (secteurs d'Oppeid et de Haugen, sur Hamarøy ; secteurs de Borge, Nykmarken, Farstad, Hage, sur Vestvågøy). Très doucement inclinée vers les extrémités des bassins et s'ennoyant doucement, au-delà de littoraux bas et découpés, vers le rebord faiblement immergé des ombilics voisins (B uksnesfjord, Offersøpollen, autour de Leknes; Kaldvågfjord, au sud-est du bassin de Presteid), la basse surface peut entrer directement en contact avec les massifs par l'intermédiaire de concavités revêtues ou non d'arènes (secteurs de Rise et de Hol- Bergsdalen, dans le couloir de Borge-Leknes). Mais le contact est souvent plus franc, surtout dans les parties proches des trouées façonnées par la glace canalisée (bases du Holandsmaelen et de l'Offersøkammen au NW de Leknes ph. 14; flancs de la dépression des Borge-pollene, aménagée en une très large auge : ph. 13), et dans les diverticules correspondant au fond de cirques glaciaires plus ou moins nets (dépression du Fjellvatn, près de Skutvik, au SW du bassin de Presteid : pl. 5). Ce type de contact est également représenté dans les parties externes du bassin des Borgepollene (par exemple, au pied du Torvdalsfjell : fig. 186) ; à l'extrémité NW du Hellfjell, le strandflat légèrement incliné est d'ailleurs surmonté par quelques reliefs résiduels peu élevés qui prolongent le gradin façonné dans les paragneiss au pied du plateau (fig. 186). Sur la bordure sud du bassin du Sundklakkstrøm (fig. 29), les concavités sont inscrites dans la roche saine (les modelés de raclage sont exclusifs dans les deux secteurs).

Des raccords concaves plus ou moins tapissés d'arène relient également aux reliefs environnants les basses plates-formes partiellement

surcreusées et ennoyées que nous avons interprétées comme les fonds des grands alvéoles : c'est en partie le cas de la dépression de Tangstad, dans le NW de Vestvågøy, et celui de la dépression du Brennvikvatn, dans le nord de Hamarøy. En dehors de ce dernier cas, où l'alvéole débouche sur une partie du strandflat légèrement perchée au-dessus du Vestfjord, ces basses surfaces sont, comme les fonds des grands bassins, légèrement inclinées vers l'extérieur ; elles s'y ennoient progressivement au-delà d'un rivage irrégulier soulignant la topographie de raclage du plancher. Elles appartienent au même étage, d'altitude inférieure à 10-15 m, que le bas niveau de strandflat des grands bassins et sont tout aussi dépourvues que celui-ci de ruptures de pente autres que locales et à l'échelle des formes de détail (sortes de petites terrasses littorales discontinues, au niveau de la mer et au-dessus).

b. des rives des fjords et de détroits

Les raccords concaves ne sont pas circonscrits aux bordures des bassins et des dépressions internes : ils caractérisent également les rives des fjords et des détroits de toutes dimensions, de façon continue ou discontinue. C'est sur les rives de l'Eidsfjord et surtout du Sortlandsund, du Børøysund et du Hadselfjord, où la largeur du strandflat est relativement régulière, que ce dispositif est le mieux représenté. Il n'apparaît en fait que localement sur le pourtour du lobe de Sortland, où de nombreux cirques et vallées-cirques avivent la retombée assez douce des plateaux, malgré les grands tabliers d'éboulis et les cônes d'une partie de leurs versants (limite interne de la très basse plate-forme tourbeuse de Skagen, pl. 3 , ph.2 et fig.187). Il est mieux réalisé à l'extrémité SW du massif, au débouché du Børøsund (fig. 187) mais on note ici l'emboîtement d'une étroite plate-forme littorale inclinée, en avant d'une nette encoche dont la base se situe à 12 m d'altitude, et en contrebas du gradin irrégulier, découpé et un peu plus élevé qui se raccorde doucement aux reliefs (Teigjen, Sandnesås; 40 à 80 m; fig.187E). Cette disposition est moins nette à Vottesnes, où la plate-forme anorthositique dans l'ensemble plus basse se raccorde un peu plus brutalement au flanc NW du Vetheia. On la retrouve néanmoins sur une grande partie des flancs de l'Eidsfjord, spécialement au pied des facettes qui séparent le débouché des vallées cirques du lobe de Sortland et des petits fjords du massif migmatitique central de Langøy. Elle caractérise la base du versant NW du Mikkeltind, dont nous

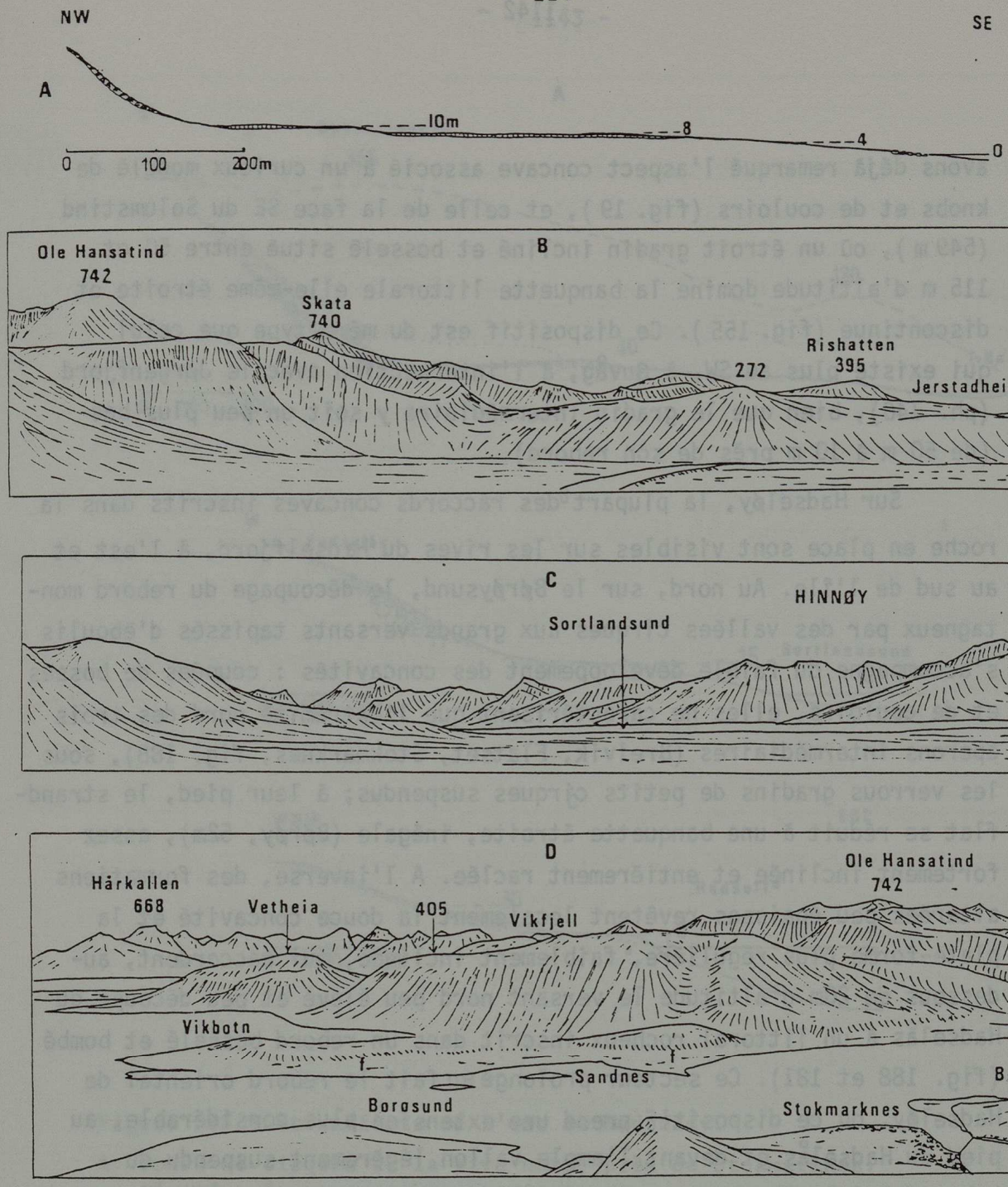


Figure 187: Strandflats de la rive sud du lobe de Sortland (Langøy). Strandflats de rive de détroit

A,B,C,: strandflat de Skagen: large plate-forme tourbeuse aux lignes de rivages soulevées à peine identifiables
B: vu vers le NNE depuis Haukenes;
C: vu vers le NE depuis la carrière de Teigen.
D: strandflats du Børøsund, vus vers la nord depuis le Storheia (Hadseløy);
F: falaises mortes probables
E: ces falaises mortes, et les rivages plus bas, à l'est de Sandnes (Teigen, Bitterstad)

avons déjà remarqué l'aspect concave associé à un curieux modelé de knobs et de couloirs (fig. 19), et celle de la face SE du Solumstind (549 m), où un étroit gradin incliné et bosselé situé entre 50 et 115 m d'altitude domine la banquette littorale elle-même étroite et discontinue (fig. 155). Ce dispositif est du même type que celui qui existe plus au SW, à Guvåg, à l'intersection avec le Jørgenfjord (ph. 146), bien que le gradin intermédiaire y soit un peu plus bas (de 50 m à 10 m près de son rebord).

Sur Hadseløy, la plupart des raccords concaves inscrits dans la roche en place sont visibles sur les rives du Hadselfjord, à l'est et au sud de l'île. Au nord, sur le Børøysund, le découpage du rebord montagneux par des vallées cirques aux grands versants tapissés d'éboulis s'accompagne du faible développement des concavités : coupées de bosses et de couloirs, elles ne caractérisent que l'extrémité nord des trois éperons intermédiaires (Breivik, Flatset, Stokmarknes, fig. 188), sous les verrous gradins de petits cirques suspendus; à leur pied, le strandflat se réduit à une banquette étroite, inégale (Børøy, 52m), assez fortement inclinée et entièrement raclée. A l'inverse, des formations altérées peu épaisses revêtent localement la douce concavité et la plate-forme plus régulière, faiblement inclinée, qui raccordent, au-dessous de 20m d'altitude le versant nord peu élevé et peu découpé du Hadselås à un littoral rocheux inscrit dans un rebord bosselé et bombé (fig. 188 et 181). Ce secteur prolonge en fait le rebord oriental de Hadseløy, où ce dispositif prend une extension plus considérable, au pied du Hadselås et devant l'ample vallon légèrement suspendu du Lekangdal (pl. 3). La base concave du versant y est tapissé d'arène, de même qu'une grande partie de la plate-forme; celle-ci, peu inclinée et coupée de larges terrasses tourbeuses entre 30 m et 3 à 6m d'altitude (fig. 188) est interrompue vers l'extérieur par un talus rocheux incliné de 4 à 10° et plus qui plonge directement dans le fjord.

Cette sorte de replat aux formes douces diffère par son profil des strandflats qui s'étalent au nord d'Austvågøy, bien que là aussi des concavités assez amples les raccordent aux reliefs. Ici, les altérites sont absentes, au pied de grands versants montagneux constituant les extrémités de massifs séparé s par des auges partiellement ennoyées (Sløverfjord, Morfjord, Grunnførfjord : pl. 3) et eux-mêmes échancrés par des cirques suspendus. L'ampleur et la régularité de ces concavités partiellement inscrites dans la roche en place et plus douces que les pieds de parois auxquels elles passent latéralement est cependant frappante, d'autant plus que les plates-formes qui

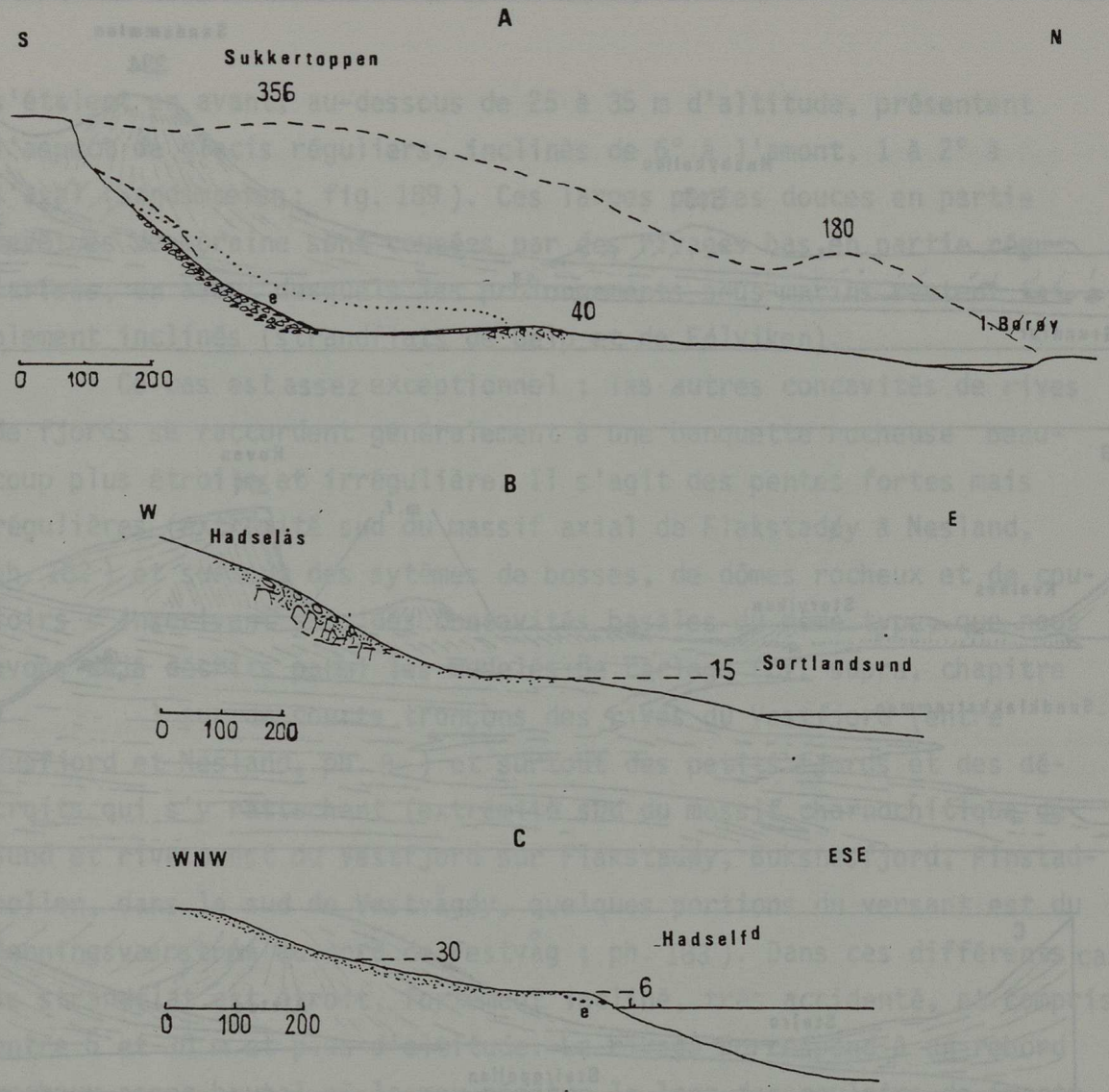


Figure 188 : Strandflats de l'est de Hadseløy.

A: Fonds de cirques de la rive nord, près de Stokmarknes.
tireté : éperons rocheux environnants
pointillé : profil des constructions morainiques du cirque ouest de Stokmarknes.
e: éboulis.

B,C: plates-formes de la côte E, à Nygård et à Lekang, revêtues d'arène depuis le contact concave avec les versants couverts du Hadselås et Husbykollen, jusqu'au rebord raclé dominant le fjord.
e: encoche locale

Contraste entre la plate-forme élevée, raclée ou revêtue de moraine de la côte nord, et la banquette plus basse, plus régulière, de la côte est.

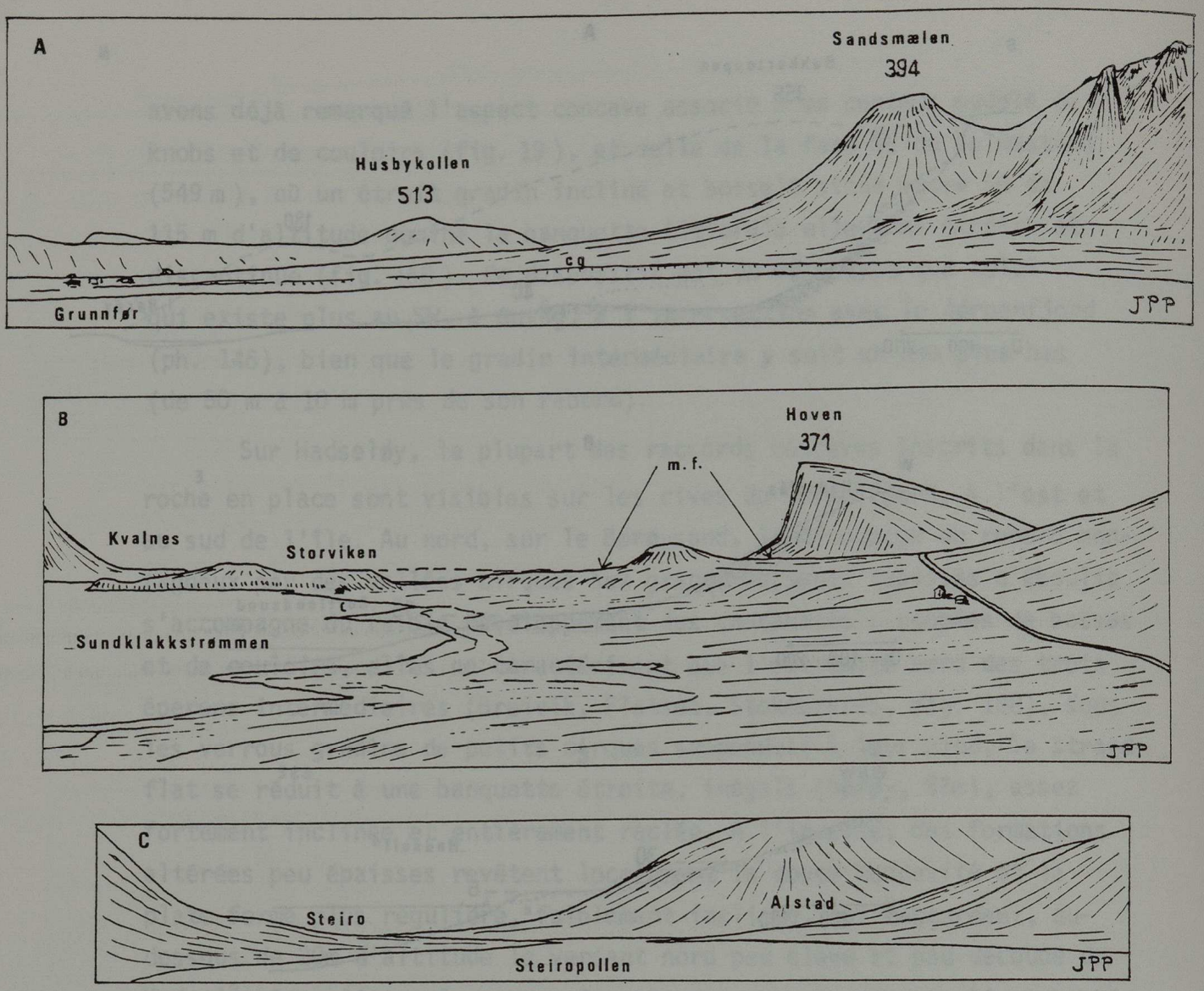


Figure 189 : Strandflats des abords des grandes auges de la façade NW des Lofoten.

A : Strandflat de Grunnfør (Austvågøy), vu vers le NE depuis Delp. Aucune ligne de rivage n'est inscrite dans la concavité basale du Sandmælen ; grand cordon de galets à quelques centaines de mètres en avant. (c.g.)

B: Strandflat de Storviken (Gimsøy), vu vers le NW depuis Havnen. Eléments de plate-forme rocheuse suélevée, vers 25-30m d'altitude; m.f. : moraine frontale de Storviken, reposant sur cette plate-forme

C: Banquettes de Steiro-Alstad, à l'extrémité SE de l'auge du Steiropollen; vues vers le SE depuis Elstad.

s'étalent en avant, au-dessous de 25 à 35 m d'altitude, présentent l'aspect de glacis réguliers, inclinés de 6° à l'amont, 1 à 2° à l'aval (Sandsmaelen: fig. 189). Ces larges pentes douces en partie revêtues de moraine sont coupées par des rivages bas,en partie régularisés, en avant desquels les prolongements sous-marins restent faiblement inclinés (strandflats de Delp et de Følviken).

Ce cas est assez exceptionnel ; les autres concavités de rives de fjords se raccordent généralement à une banquette rocheuse beaucoup plus étroite et irrégulière. Il s'agit des pentes fortes mais régulières (extrémité sud du massif axial de Flakstadøy à Nesland, ph. 182) et surtout des sytèmes de bosses, de dômes rocheux et de couloirs s'inscrivant dans des concavités basales du même type, que nous avons déjà décrits parmi les modelés de raclage (cf. supra, chapitre V) sur de courts tronçons des rives du Vestfjord (entre Nusfjord et Nesland, ph. 8) et surtout des petits fjords et des détroits qui s'y rattachent (extrémité sud du massif charnochitique de Sund et rive ouest du Vestfjord sur Flakstadøy, Buksnesfjord, Finstadpollen, dans le sud de Vestvågøy, quelques portions du versant est du Henningsværstrøm au nord de Festvåg ; ph. 183). Dans ces différents cas le strandflat est étroit, fortement incliné, très accidenté, et compris entre 6 et 30 m et plus d'altitude. Le rivage correspond à un rebord rocheux assez brutal où la mer pénètre le long des couloirs de fractures entre des promontoires aux flancs raides, en arrière d'une frange d'îlots plus étroite et discontinue que dans les secteurs voisins dominés par des parois plus abruptes.

2. Des plates-formes en contact brutal avec les reliefs

Le paysage du strandflat apparaît plus typique, plus conforme à la définition générale lorsque la plate-forme côtière est brutalement dominée par des reliefs élevés. Formant un véritable knick, ou adouci par les éboulis et les petits cônes qui revêtent la base de nombreux versants, ce type de contact existe en situation interne, au sein même des volumes montagneux, et il est plus spectaculaire encore en situation plus externe, sur les rives du large Vestfjord et surtout face à la Mer de Norvège. Malgré une certaine unité résidant dans l'aspect de la limite interne, les formes et surtout les profils de ces strandflats sont cependant très variés.

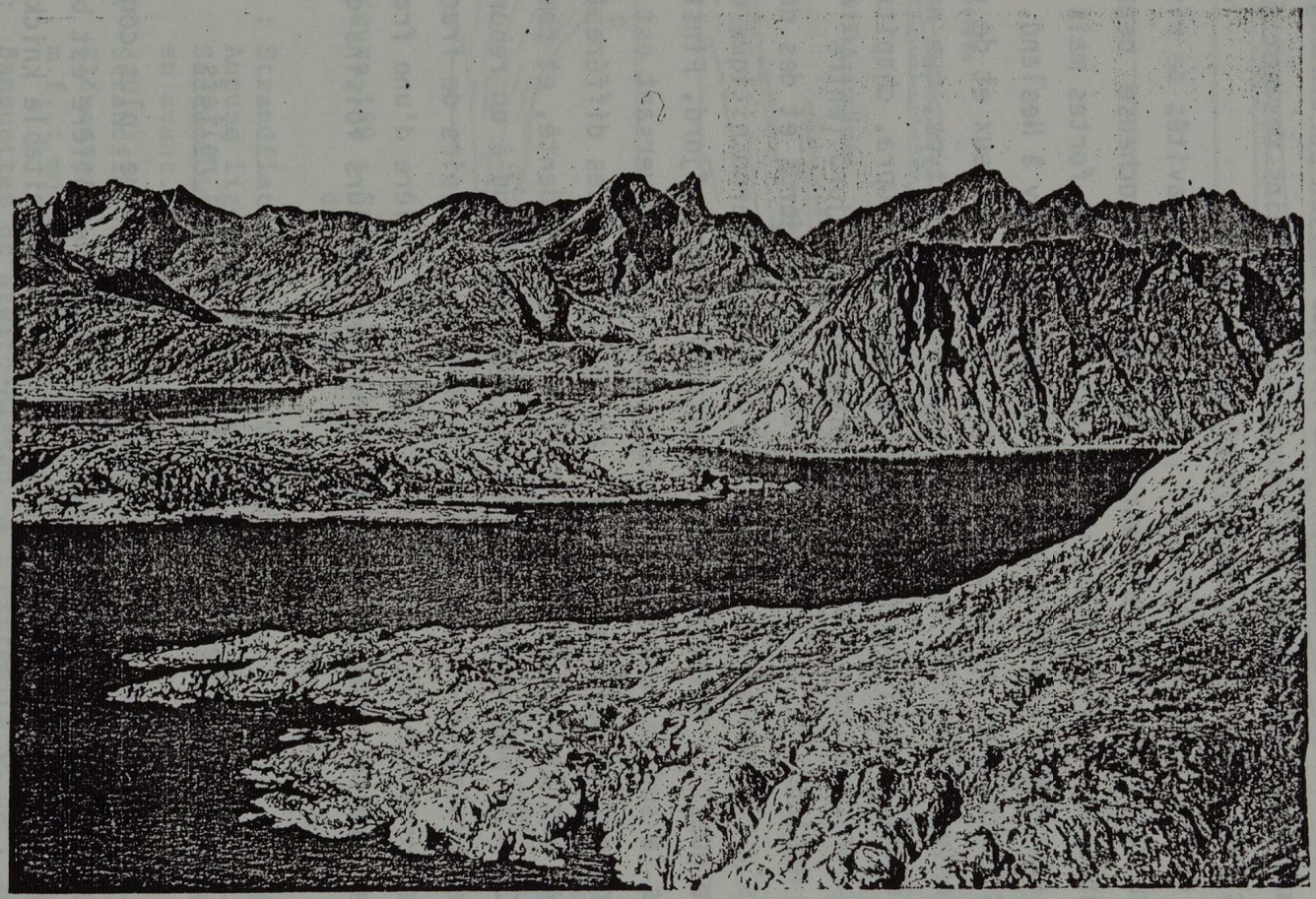


Photo 182 : Les strandflats de Nesland et de Sund (Flakstadøy). Vus vers l'ouest.

Au fond: Moskenesøy, avec le Narvtind au centre (688m) et le Solbjørnvatn (70m à gauche). Raccord concave des versants montagneux avec des plates-formes bosselées, doucement inclinées, aux rebords découpés par des couloirs de fractures évidés.

a. des formes d'entaille au sein des volumes montagneux

Le passage de versant concaves à des parois dominant plus brutalement les basses surfaces a déjà été mentionné dans les grands bassins intérieurs. Il caractérise les abords des *trouées* qui relient ces bassins aux façades externes, entre des reliefs élevés ; les abrupts apparaissent alors comme des versants d'auge encadrant un fond plat (cf. supra, p.**1130**). En dehors de rares cas où ce type de contact correspond à des fonds de cirques doucement inclinés (Jenndal, sur Gimsøy) ou partiellement surcreusés (Fjellvatn), le strandflat apparaît dans ces secteurs comme une très basse plate-forme horizontale au profil très régulier sur des largeurs considérables (jusqu'à 5 km sur Gimsøy). Sillonné de couloirs de fractures et d'ombilics faiblement surcreusés (Offersøpollen, à l'ouest de Leknes : - 15 m au maximum; Årvågen et Sundklakkstrømmen, entre Vestvågøy et Gimsøy : - 12 et - 37 m); il est partout situé en-dessous de 15 m d'altitude, à l'exception de pointements ou de roches moutonnées plus vigoureuses que les autres. Mais quelques éléments étendus de plates-formes bosselées nettement détachées des reliefs atteignent 30 à 40 m d'altitude et bordent parfois directement les ombilics, avec des rives rocheuses plus hautes et plus escarpées qu'ailleurs (très bas plateau raclé du Sinesvatn, dans l'ouest de Gimsøy, sur la rive est de l'ombilic du Sundklakkstrøm : fig. 189).

Les modelés de ces plates-formes diffèrent peu de ceux des fonds d'auges qui s'y raccordent ou qui débouchent sur les strandflats plus externes.Ainsi, le fond plat ou légèrement surcreusé des auges de Steiro et des Borge-pollene, dans le nord-est de Vestvågøy ne présente, entre des parois rocheuses de hauteur variable, que des roches moutonnées ou des éminences de dimensions modestes dépassant rarement 10m d'altitude. Seules quelques croupes sont en saillie, sur les verrous qui alternent dans ces vallées avec des ombilics faiblement surcreusés (verrou de Val, au débouché de l'auge de Steiro, avec de vigoureuses collines atteignant 58 et 98 m : pl. 9 ; isthme d'Elstad, dans la même vallée; isthme de Nygård, entre l'ytre et l'indre Borgepollen). D'autres concourent très localement, avec des accumulations de pied d'éboulis, à adoucir le contact (goulet de Steiro-Alstad, entre le bassin du Sundklakkstrøm et cette vallée : fig. 189). Le plus souvent, seule une partie des fonds d'auge appartient véritablement au strandflat, et c'est

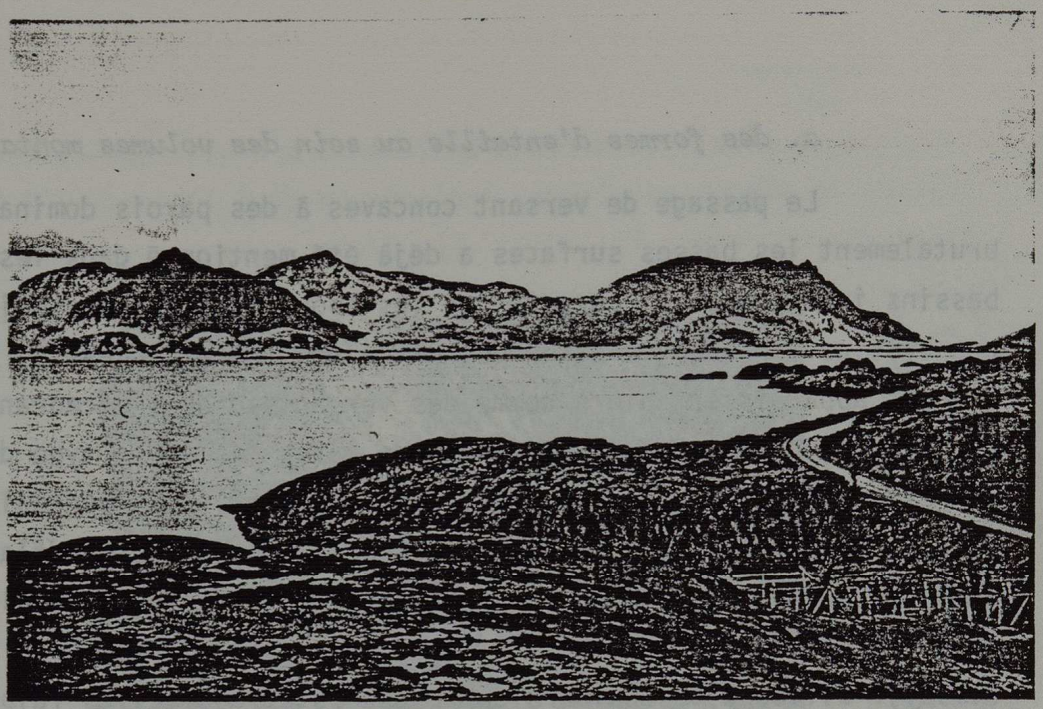


Photo 183 : Banquette rocheuse sur la rive est du Hennings-
vaerstrøm (Austvågøy, nord de Festvåg). Vue vers
le NNW (au fond: Vestvågøy, avec la péninsule de
Malnes et les Håtindene, à gauche, et le Varden,
à droite : 580 et 652 m).
Roches moutonnées tombant brutalement dans le fjord.

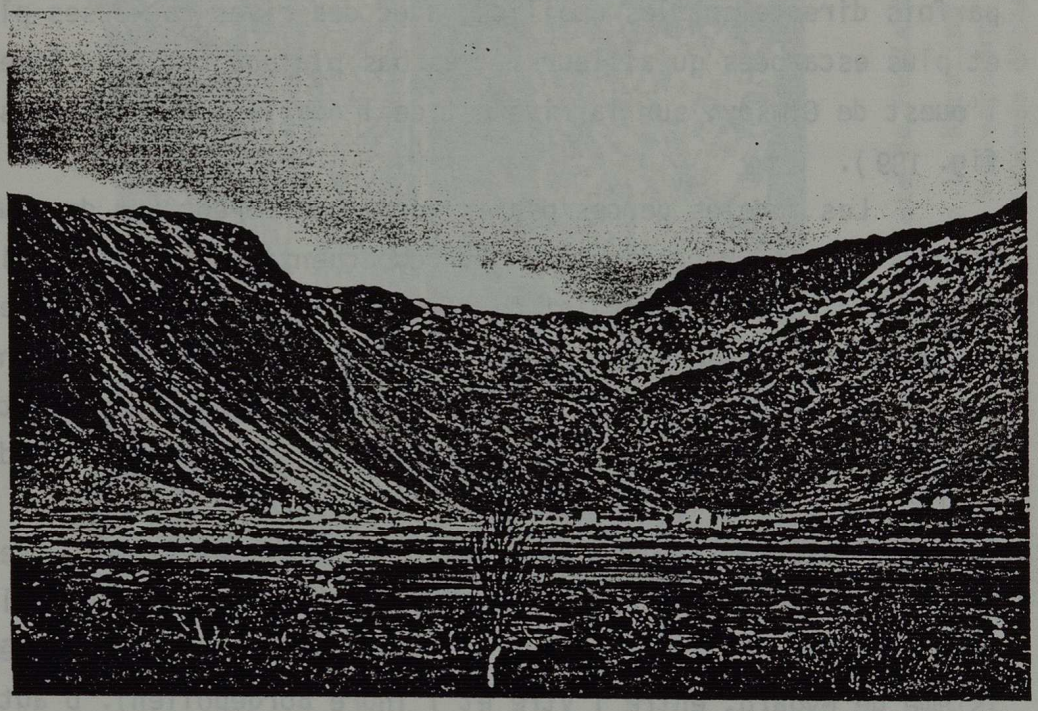


Photo 184 : Fond de cirque et strandflat à Justad (extré-
mité NW du Skifjord, Vestvågøy).
Au premier plan : large estran à moraine délavée.

surtout le cas des parties des auges de transfluence qui, à l'aval-glacier de cols d'altitude inégale, se raccordent aux bassins intérieurs (Løvdal et Vendal, à la tête des Bor gepollene: ph. 13) et aux rentrants de la façade externe (auge de Napp, sur Flakstadøy : fig. 135 ; auge du Vestpollen-Eidet, à l'est du Vatnfjord sur Austvågøy : pl. 2)

Les fonds *des auges et des principales vallées-cirques* des massifs montagneux, généralement plus inégaux, sont distribués à des altitudes plus irrégulières. Tantôt ils coïncident exactement avec le niveau du strandflat , entre 0 et 10 m d'altitude (cirque de Justad, sur Vestvågøy, ph. 184 ; tronçon principal de l'auge de Svolvaervatn ou vallées-cirques du Vatter-fjordpollen dans le sud d'Austvågøy ; débouché des cirques de Gryting et de Haukenes, dans le sud-est de Langøy, pl. 3), tantôt ils sont plus élevés, et dotés d'une pente longitudinale telle que seul leur débouché se rattache au strandflat, la limite amont étant imprécise (vallées-cirques de Vatndal, de Flatset et de Bervik, dans le nord de Hadseløy, avec des fonds tourbeux situés entre 30 et 60 m d'altitude, en arrière d'une étroite banquette littorale rocheuse de 3 à 8 m d'altitude et d'un lourd rebord bombé : fig.188).

En dehors de cette banquette littorale régulière les fonds des auges montagnardes et des cirques de s'organisent donc pas en fonction d'un niveau altitudinal constant. Leurs rivages sont ceux des plates-formes plus ou moins larges auxquelles ils se rattachent (SE de Langøy) ou ceux qui correspondent à l'ennoyage partiel d'ombilics allongés et faiblement surcreusés. Dans ce dernier cas, seules d'étroites franges inclinées plongeant doucement sous les eaux du fjord entre les hautes parois rocheuses tiennent lieu de strandflat (rives de l'Ølderfjord, sur Austvågøy : pl . 2 ; une partie des rives du Flakstadpollen et du Skjelfjord, sur Flakstadøy : fig. 14 ; rive nord du Selfjord et rives du Bunesfjord, sur Moskenesøy : ph. 124 et 128).

En fait, seules de petites parties du strandflat relèvent de la coïncidence locale entre un plancher d'entaille glaciaire et le niveau de base. Le plus souvent, dans les basssins comme sur les rives des fjords et des détroits, ce sont de véritables plates-formes avec des contours et des rebords bien définis qui s'étendent au pied des abrupts montagneux. Dans le cas des bassins (ouest du bassin de Leknes, bassin du Sundklakkstrøm) le rebord sur les ombilics internes (Offersøpollen, Limstrandpollen) est le plus souvent haut de 2 à 6 m; le tracé plus ou

moins irrégulier du rivage correspond à l'ennoyage partiel des couloirs de fractures entaillés dans la plate-forme rocheuse. Les cas de passage progressif à des surfaces à fleur d'eau ou immergées d'étendue appréciable, par l'intermédiaire de rivages bas, mal définis, sont plutôt rares (quelques portions des rives SE de l'Offersøpollen ; rive nord de l' Årvågen, sur Gimsøy : fig. 189). Pour l'essentiel, le strandflat y est une plate-forme émergée , de 3 à 10 m d'altitude, localement surmontée par des croupes et des plates-formes un peu plus élevées.

La même observation, déjà effectuée pour les strandflats raccordés aux reliefs des concavités, vaut pour la plupart des *banquettes de rives de fjords et de détroits*, qu'elles soient étroites comme sur les rives du Sundstrøm et du Nappstrøm (Flakstadøy) ou plus développées. Au pied des parois rocheuses ou des éboulis qui en masquent la base, ces strandflats peuvent être fortement accidentés, leur rebord s'émiettant en îlots et en écueils le long des couloirs de fractures (SE du Buksnesfjord, Finstadpollen, dans le nord de Vestvågøy, rive est du Gimsøstrøm : pl. 2 et ph. 15). Bien que tous portent des modelés de raclage glaciaire, certains sont cependant moins irréguliers et constituent d'étroites plates-formes horizontales ou doucement inclinées vers l'extérieur. Sur Vestvågøy, c'est le cas de la rive du Skifjord, où une banquette rocheuse portant des bourrelets de moraine édifiés au pied du Kjeipen s'incline doucement de 20 à 4-6 m d'altitude jusqu'au petit abrupt de ligne de faille EW qui la sépare du fond plat du fjord, situé entre 0 et - 2 m (fig. 190 A). Une disposition analogue caractérise la rive nord de ce fjord à l'est du cirque de Justad, à la base du versant sud du Kangerufjell ; le replat y est cependant plus étroit et un peu plus élevé (10 à 18 m : fig. 190 b). Il se poursuit au nord sur les rives du Rålsfjord, gardant les mêmes caractéristiques au débouché du Kartfjord, où il revêt localement la signification de verrou glaciaire (Fig. 26). L'étroit strandflat oriental de Gimsøy, sur la rive ouest du Gimsøstrøm, présente en partie le même aspect, et comme dans le cas précédent, c'est sur lui que s'arrêtent les éboulis descendus des parois, ainsi que les parties internes des moraines frontales édifiées devant les cirques glaciaires (pied du Sansmanden : fig. 190 ; moraines du Rålsfjord : ph. 84).

Ce dispositif existe également sur une partie des rives de l'Østnesfjord (Austvågøy), de part et d'autre du profond ombilic

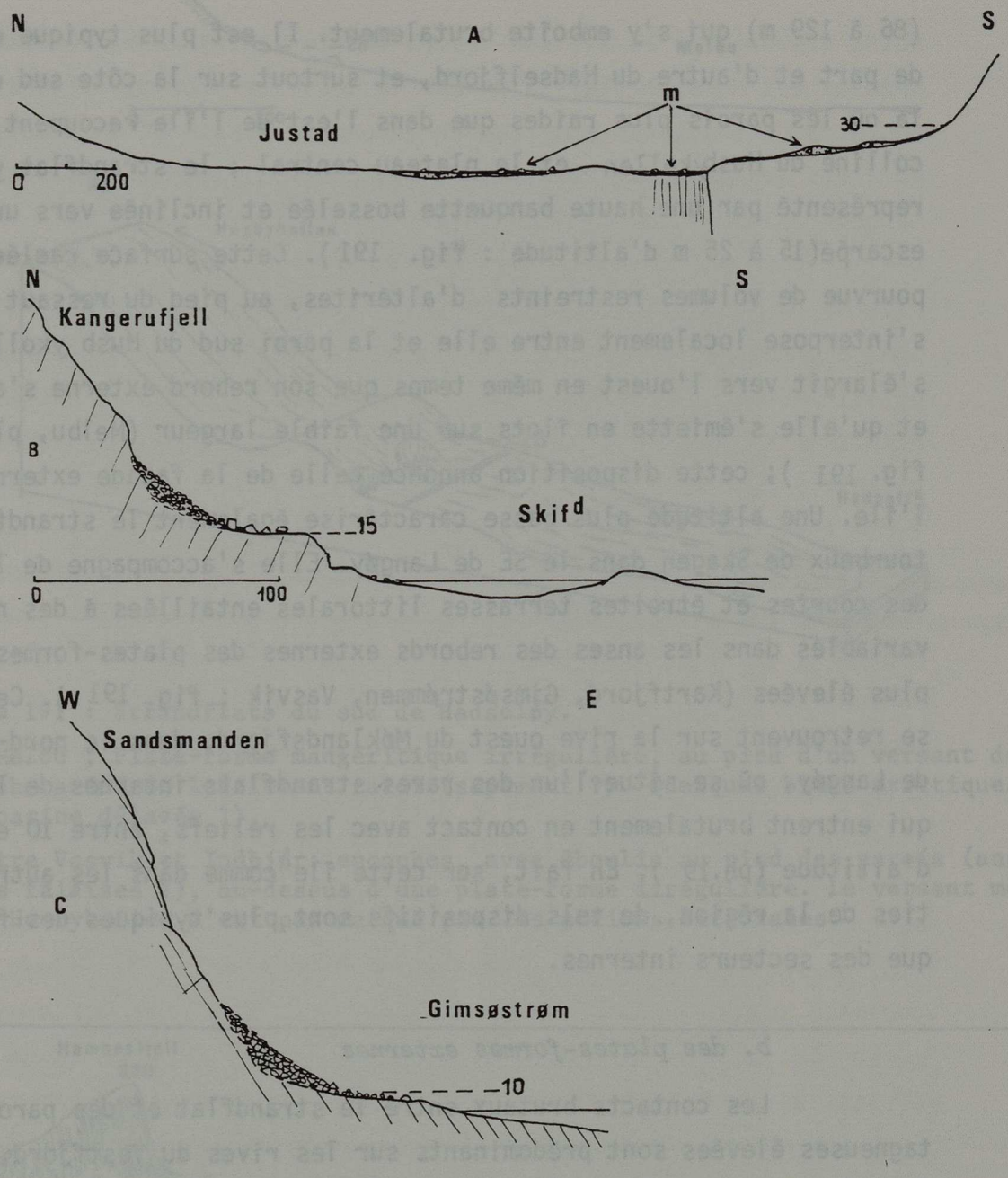


Figure 190 : Banquettes rocheuses de rive de fjord ou de détroit sur Vestvågøy et Gimsøy.

A,B : de part et d'autre du Skifjord (lobe de Stamsund, Vestvågøy). A Justad : fond de cirque glaciaire; m: moraine

C : sur la rive ouest du Gimsøstrøm . g: galets (plage soulevée).

Estrans actuels à moraine délavée.

(86 à 129 m) qui s'y emboîte brutalement. Il est plus typique encore de part et d'autre du Hadselfjord, et surtout sur la côte sud de Hadseløy, là où les parois plus raides que dans l'est de l'île recoupent la haute colline du Husbykollen et le plateau central ; le strandflat y est représenté par une haute banquette bosselée et inclinée vers un rivage escarpé(15 à 25 m d'altitude : fig. 191). Cette surface raclée ou pourvue de volumes restreints d'altérites, au pied du ressaut qui s'interpose localement entre elle et la paroi sud du Husbykollen(Vasvik) s'élargit vers l'ouest en même temps que son rebord externe s'abaisse et qu'elle s'émiette en îlots sur une faible largeur (Melbu, pl. 3 et fig. 191); cette disposition annonce celle de la façade externe de l'île. Une altitude plus basse caractérise également le strandflat tourbeux de Skagen dans le SE de Langøy. Elle s'accompagne de l'absence des courtes et étroites terrasses littorales entaillées à des niveaux variables dans les anses des rebords externes des plates-formes les plus élevées (Kartfjord, Gimsøstrømmen, Vasvik : fig. 191). Celles-ci se retrouvent sur la rive ouest du Møklandsfjord, dans le nord-ouest de Langøy, où se situe l'un des rares strandflats internes de l'île qui entrent brutalement en contact avec les reliefs, entre 10 et 30 m d'altitude (ph.19). En fait, sur cette île comme dans les autres parties de la région, de tels dispositifs sont plus typiques des façades que des secteurs internes.

b. des plates-formes externes

Les contacts brutaux entre le strandflat et des parois montagneuses élevées sont prédominants sur les rives du Vestfjord, dans des situations que la configuration d'ensemble du trait de côte et la largeur du fjord permettent d'assimiler, nous l'avons vu, à celles de la façade externe. Cette caractéristique commune va de pair avec une certaine unité dans les profils et les modelés ; seuls les strandflats du nord de Hamarøy se distinguent par leur largeur, par leur massivité et par une altitude relativement élevée. Au nord de l'abrupte paroi du Hamnesfjell, partiellement avivée par un lac de surcreusement (fig.192), la plate-forme de Buvåg oppose en effet de vastes systèmes de croupes rocheuses de 15 à 70 m d'altitude à des cuvettes tourbeuses dont les rivages bas alternent avec des promontoires allongés aux flancs abrupts. Le strandflat de Tranøy est du même type, malgré son altitude d'ensemble

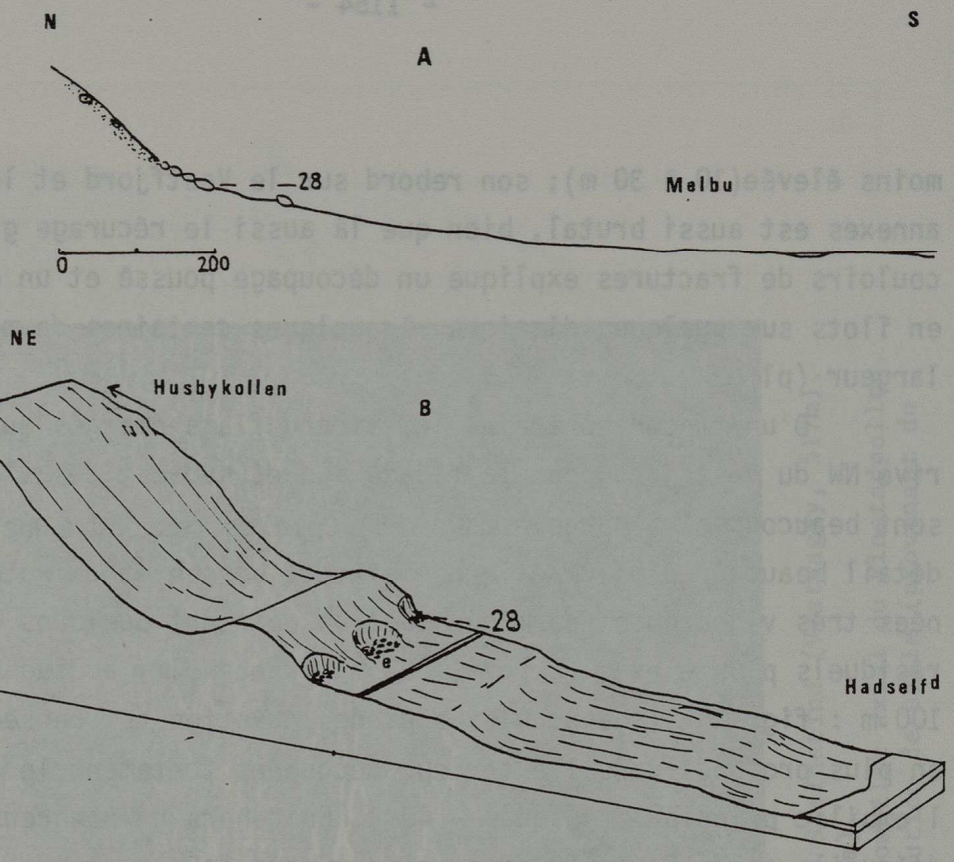


Figure 191 : Strandflats du sud de Hadseløy.

A: à Melbu ; Plate-forme mangéritique irrégulière, au pied d'un versant de roche arénisée localement raidi (sapement ?). Quelques blocs erratiques (moarine délavée ?).

B: entre Vasvik et Indbjør; encoches, avec éboulis au pied des parois (anciennes falaises ?), au-dessus d'une plate-forme iirégulière. Le versant même du Husbykollen n'est pas marqué par les actions littorales.

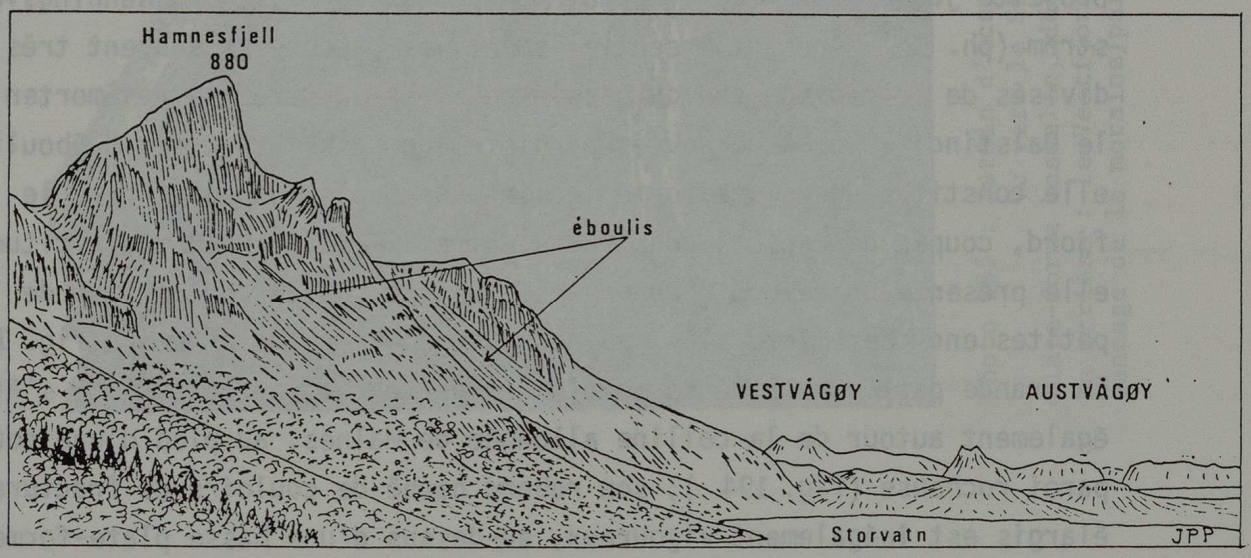


Figure 192 : La paroi nord du Hamnesfjell et la racine du strandflat de Buvåg, vus vers l'ouest depuis l'éperon est du pic.
L'ombilic du Storvatn souligne le contact entre les mangérites (à gauche) et les orthogneiss (à droite). Raclage et surcreusement aux dépens d'une concavité de raccord que suggèrent les reliefs entre Storvatn et Vestfjord.

moins élevée(10 à 30 m); son rebord sur le Vestfjord et les ombilics annexes est aussi brutal, bien que là aussi le récurage glaciaire des couloirs de fractures explique un découpage poussé et un émiettement en îlots sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres de largeur (pl. 5).

D'une façon générale, les strand flats émergés qui bordent la rive NW du Vestfjord, sur la façade sud et sud-est des Iles Lofoten, sont beaucoup plus morcelés (ph.185).Cela correspond à une topographie de détail beaucoup plus chaotique, faite de bosses et de roches moutonnées très vigoureuses parmi lesquelles pointent quelques étroits reliefs résiduels plus élevés (Skrova, 281 m; Brandsholm, au sud de Mortsund, 100 m : fig. 193); des couloirs et des cuvettes surcreusées, de plus en plus profonds vers l'extérieur découpent fortement le rebord de l'ombilic principal (jusqu'à - 40m). En dehors de nombreux groupes d'écueils et de hauts fonds dangereux pour la navigation, le strandflat sous-marin est donc fort discontinu, sauf sur la façade SE de Vestvågøy dans les secteurs où il prolonge les planchers faiblement inclinés de grands cirques et vallées-cirques (secteurs de Horn-Dal : ph. 186 , de Valberg, du Rålsfjord-Skifjord, de Samdsund et de Sennesvik, pl. 11). Les secteurs où les strandflats émergés constituent des surfaces faiblement accidentées sont assez rares et correspondent en partie au même type de localisation, à l'exception de la presqu'île de Malnes, qui se projette jusqu'à 3 km de l'abrupt montagneux au milieu du Henningsværstrøm (ph. 18). Arasant essentiellement les paragneiss souvent très divisés de la cloison sud du bassin du Sundklakkstrøm entre Smorten et le Dalstind, au pied de hautes parois et de puissants cônes d'éboulis, elle constitue une plate-forme inclinée de quelques degres vers le fjord, coupée de replats construits entre 20-25m et 8-10 m d'altitude; elle présente un rebord rocheux assez net, coupé de couloirs et de petites encoches littorales, au-dessous de 4-5 m (Molandsvik, fig. 194). En grande partie revêtue de moraine et de tourbe, cette surface s'étend également autour de la colline allongée de Malnes, au pied d'une courte paroi rocheuse (fig. 194); son rebord haché de couloirs de fractures élargis est inégalement vigoureux, au-dessus d'une basse plate-forme rocheuse également inclinée vers la mer. Latéralement, la haute plate-forme disparaît vers l'ouest, là ou le strandflat correspond à des fonds de cirques dont la platitude est renforcée par la couverture

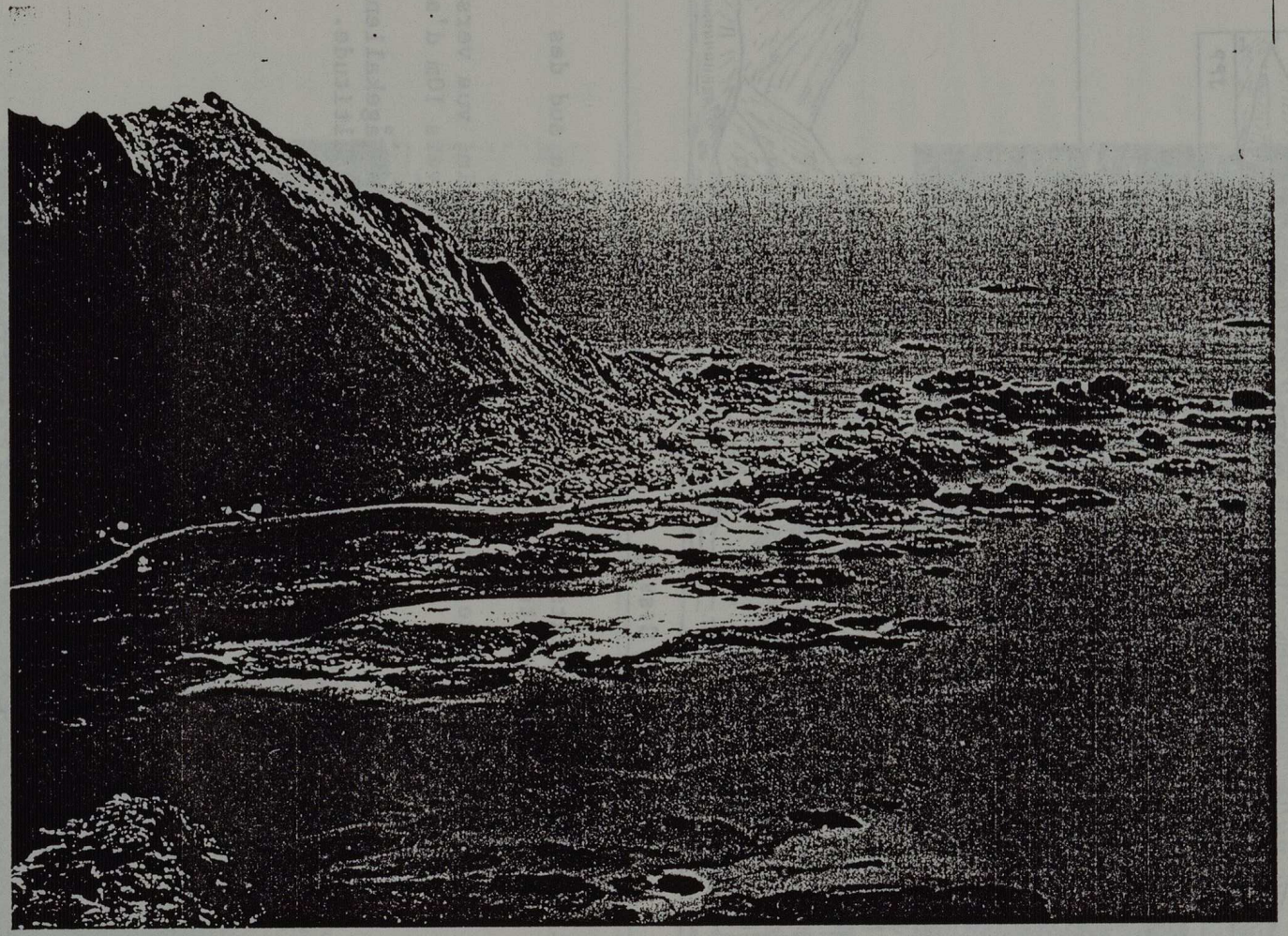
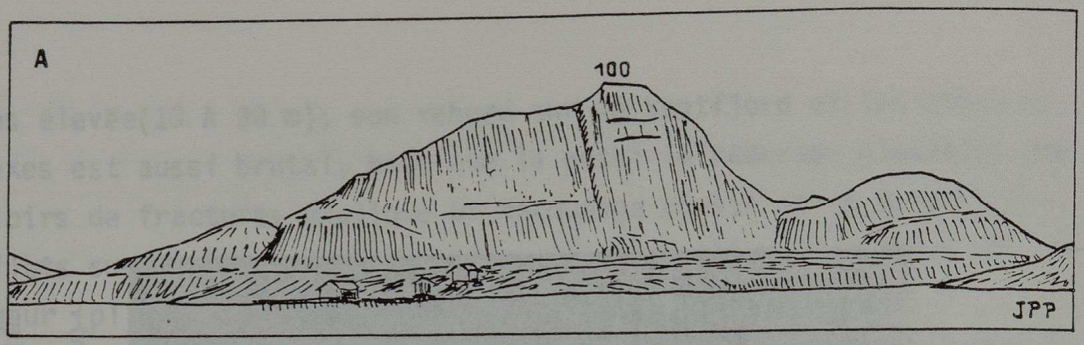


Photo 185 : Jardin d'éceuils à Steine, au pied du Steinetind (Vestvagøy, 517m).
Vu vers le SE depuis le Sletheia (426m).
Plate-forme bosselée, découpée, bordant l'étroit ombilic axial du Finstadpollen.
En arrière : le Vestfjord. Remarquer la redistribution de sable (provenant du vannage de la moraine)par les courants de marée.



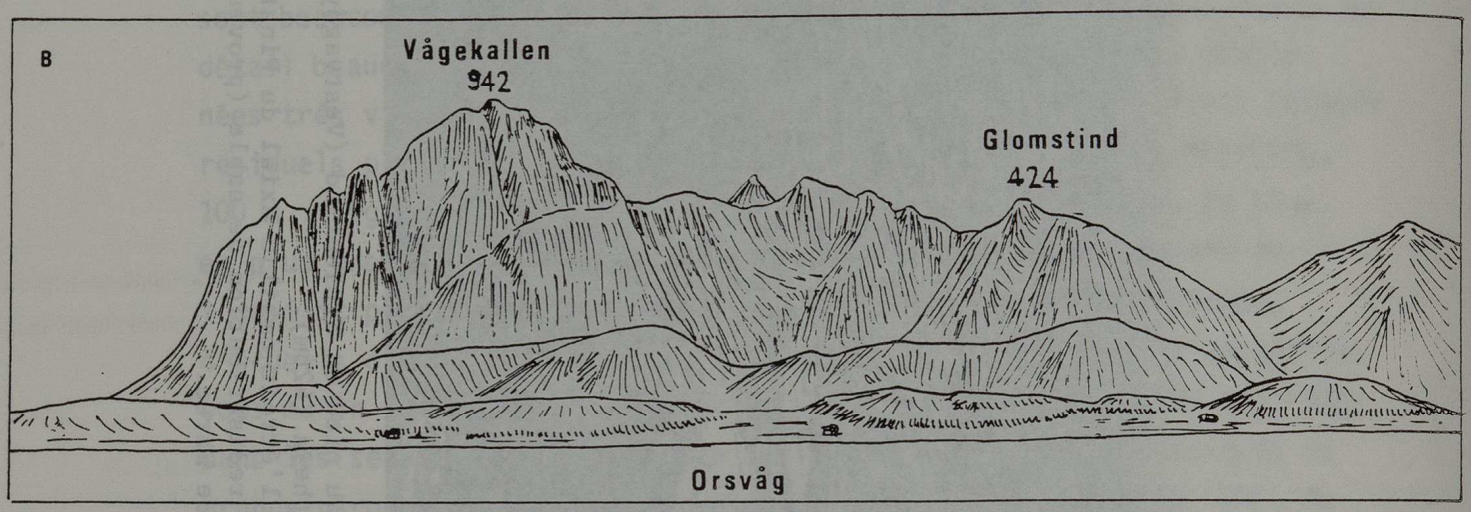


Figure 193 : Strandflats et banquettes sur la façade sud des Iles Lofoten.

A: la face nord de l'îlot de Brandsholm, vue vers le SSE depuis Mortsund. Banquette vers 10m d'altitude.

B: la plate-forme d'Ørsnes-Hopen et le Vågekallen; encoche assez nette entre 4 et 6m d'altitude.

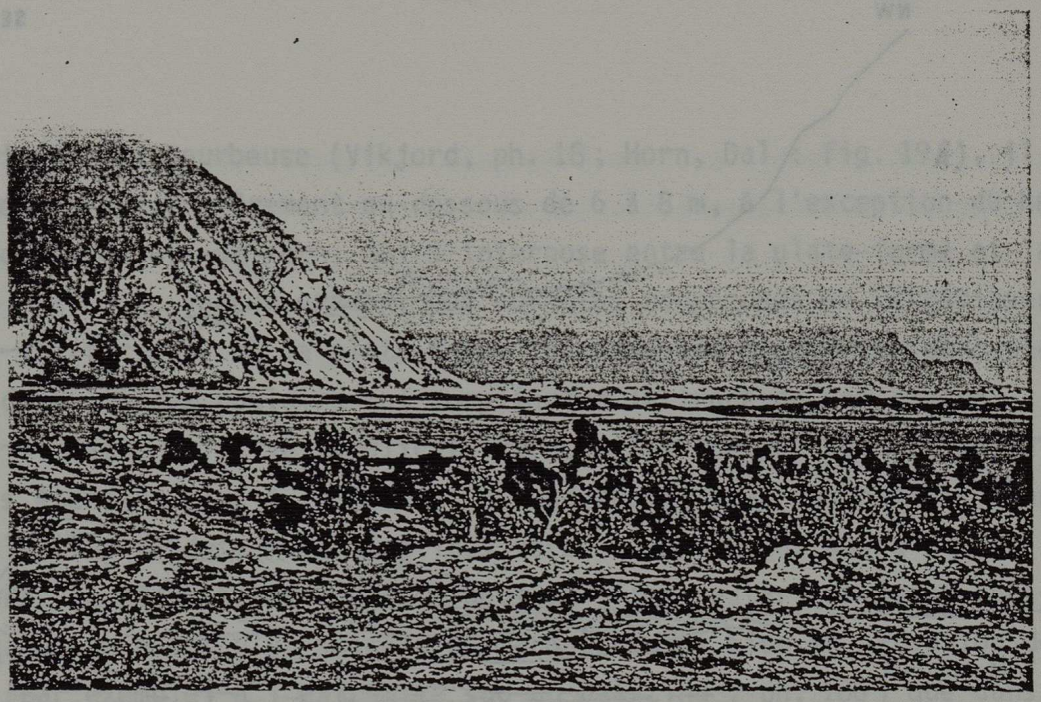


Photo 186 : Strandflat au pied du Dalstind (Vestvågøy)

Vu vers l'est depuis la presqu'île de Valberg, il s'étend en partie au débouché d'un ensemble de cirques ou vallées-cirques ouverts au sud.

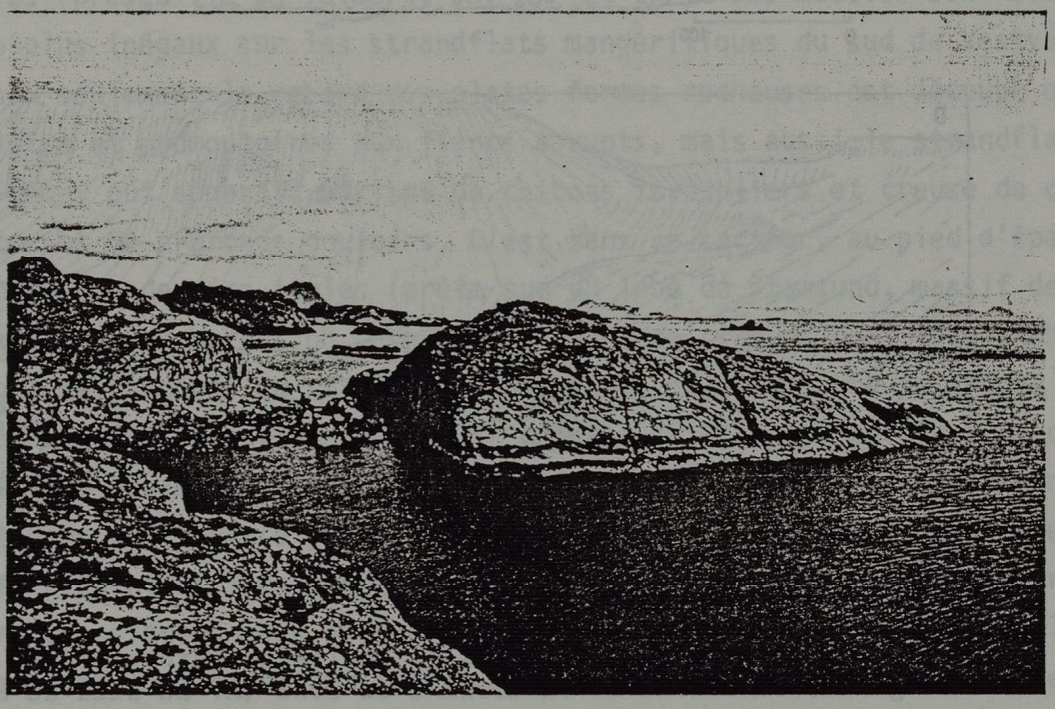


Photo 187 : Jardin d'éceuils à Ørsvåg (Austvågøy).

Le strandflat s'émiette en grosses bosses rocheuses séparées par des couloirs de fractures évidés.

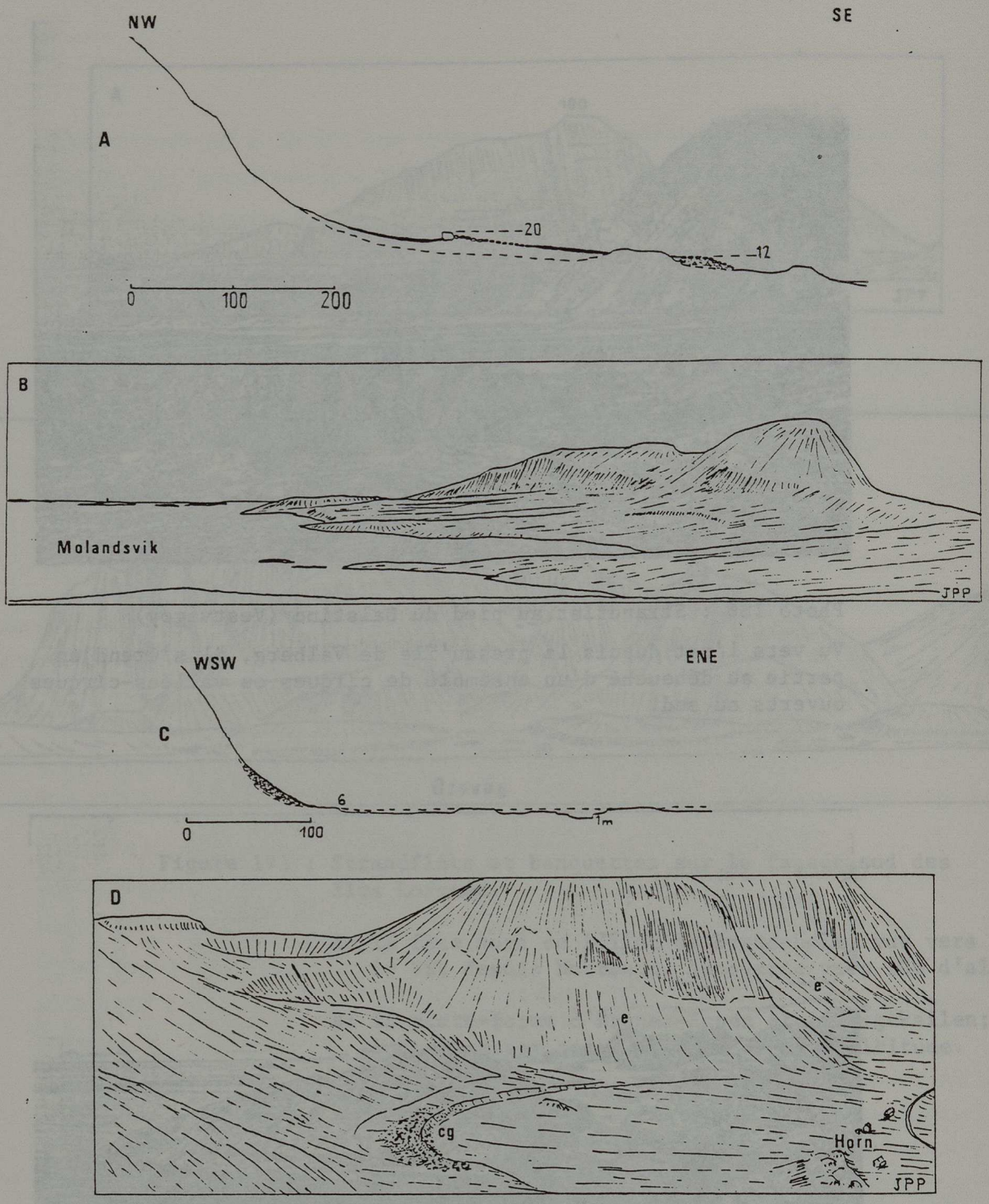


Figure 194 : Strandflats du SE de Vestvågøy

A,B: rives du Molandsvik; larges plans inclinés tourbeux, avec cordons de galets remaniant de la moraine de fond (A: au pied du Håtind), et des encoches plus ou moins nettes jusqu'à des abrupts de type falaise morte (B: est de la péninsule de Malnes, vu vers le SSW depuis Moland).

C,D: plates-formes de Dal et de Horn, avec banquettes rocheuses étagées et cordons de galets en avant du pied des reliefs et de cirques suspendus (D: c.g.: cordon de galets à + 22m; e: éboulis).

morainique et tourbeuse (Vikjord, ph. 18 ; Horn, Dal : fig. 194), il s'étend alors entièrement au-dessous de 6 à 8 m, à l'exception du haut cordon de galets de Horn, qui s'interpose entre la plate-forme et la face aval d'un verrou-gradin. Les cuvettes tourbeuses se rétrécissent vers l'extérieur, où la plate-forme rocheuse est simplement découpée par de multiples couloirs qui compliquent le tracé de son rebord.

Cette relative simplicité caractérise surtout les strandflats qui s'étendent plus à l'ouest et au sud-ouest, avec des profils d'ensemble plus tendus, moins inclinés vers le Vestfjord. Jusqu'à son rebord, la plate-forme rocheuse peut en effet rester quasiment horizontale, en avant d'un knick très marqué, aussi bien en situation de cap (par exemple, à l'extrémité sud du Dalstind : ph. 186) que dans les rentrants, où elle est légèrement plus basse et se morcelle rapidement en îlots surbaissés, à fleur d'eau. Ce dispositif est d'autant mieux réalisé sur les paragneiss et les orthogneiss monzonitiques que leurs bancs les plus massifs tendent à se diviser le long de diaclases courbes subhorizontales laissant des surfaces rocheuses régulières (presqu'île de Valberg, ph. 186 et 144). Les modelés sont beaucoup plus inégaux sur les strandflats mangéritiques du sud de Vestvågøy où non seulement le rebord des plates-formes rocheuses est découpé en couloirs et promontoires aux flancs abrupts, mais aussi le strandflat lui-même, qui apparaît hérissé de chicots irréguliers et creusé de cuvettes et de profonds couloirs. C'est dans ce secteur, au pied d'éperons allongés ou de pics isolés (arête sud du lobe de Stamsund, massif de Mortsund et Ureberg : ph. 185 , ou en avant de cirques dont le plancher inégal se raccorde au strandflat (Stamsund, Ballstad) que se trouve le mieux réalisé le paysage de jardin d'écueils. Bien que celui-ci se caractérise par son extrême irrégularité de détail, il s'inscrit cependant dans une surface proche de l'horizontale, et les plus élevés des îlots présentent localement des éléments de banquettes rocheuses périphériques situées vers 10 m d'altitude (Mortsund : fig. 193). De telles banquettes sont cependant rares, en particulier sur les parties internes du strandflat, au débouché des fjords, où des croupes rocheuses plus ou moins vigoureuses constituent des dispositifs de transition avec celles qui s'inscrivent dans les concavités de base de paroi (Finstadpollen). Il en est de même sur le strandflat en moyenne un peu plus élevé (10 à 15 m) qui tronque les paragneiss massifs et les mangérites du sud d'Austvågøy entre l'Østnesfjord et les pics du Vågekallen;

si des éléments d'encoche littorale existent localement entre 4 et 6m d'altitude par exemple sur la rive ouest de l'Ørsvåg où le relief de détail est localement adouci (fig. 193), l'ensemble est surtout caractérisé par un aspect extrêmement rugueux, avec des croupes rocheuses dominant par des parois abruptes des couloirs tourbeux et des ombilics ennoyés façonnés le long de lignes de fractures (Henningsvær, Hopen, Kabelvåg, site de Svolvær, ph. 187). Des modelés tout aussi inégaux caractérisent les strand flats plus étroits qui s'étendent au pied de l'abrupte retombée orientale de Moskenesøy, à Reine (ph. 124) et plus au sud, autour de Moskenes et Å. Ils diffèrent peu de ceux des banquettes reliées par des concavités aux versants du sud de Flakstadøy, et leur niveau moyen se situe là encore nettement au-dessus du niveau de la mer, entre 6 et 10m ; aucune encoche littorale continue ne s'inscrit dans le leur rebord brutal sur le Vestfjord.

Des strandflats aussi rugueux sont plus rares sur la façade ouest de l'archipel. Les associations de formes et de modelés y sont d'ailleurs plus variées, bien que là aussi les contacts brutaux avec les versants soient largement prédominants.Le profil le plus simple est réalisé devant Moskenesøy ; en dehors de quelques plages sableuses formées sur le plancher de vallées glaciaires à l'abri de caps proéminents, le strandflat y est représenté par une plate-forme sous-marine subhorizontale, en contact brutal avec les hautes parois de migmatites vers - 10 à -25 m. Des hauts fonds s'en détachent, jusqu'à plusieurs kilomètres de cette côte abrupte, inaccessible, au-delà d'un rebord externe qui paraît présenter une pente douce. C'est également ce type de profil, déjà mentionné par Strøm (1948) qui caractérise les autres portions du strandflat immergé, en situation externe surtout, au nord de Flakstadøy ainsi que sur les façades nord-ouest de Vestvågøy (Himmeltindene-Væggen, Skolmen) et de Langøy (Skårvågfjell , Åsantind, massif d'Utskår). Le rivage s'inscrit alors directement dans la base des versants montagneux, ceux-ci prenant alors l'aspect sinon la signification, de falaises ou de méga-falaises accores. Des parois rocheuses dominent également des plates-formes plus faiblement immergées, au fond de rares baies (Vikspollen sur Vestvågøy); il s'agit en fait de planchers de fjords faiblement surcreusés.

Partout ailleurs, le rivage se trouve en avant du knick, là où s'ennoie une plate-forme doucement inclinée, ou plus souvent au pied de petits abrupts par lesquels des formes légèrement perchées dominent

les hauts fonds sub-littoraux. Le premier cas est surtout représenté sur les parties du strandflat qui correspondent à certains fonds d'auges ou de cirques glaciaires ouverts au large, creusés jusqu'au niveau marin actuel ou légèrement au-dessous, et colmatés par de la moraine et de la tourbe ; le rivage y est alors adossé à des cordons de galets édifiés en travers de ces entailles, près de leur embouchure (Utakleiv: fig. 151, Unstad, ph. 16). Il est beaucoup plus rare qu'une plate-forme régulière, doucement inclinée vers la mer, se rencontre en situation de façade : la seule qui corresponde à ce type est l'étroite plate-forme littorale qui s'étend au pied des mangérites centrales du massif de Selvåg, entre le verrou de Nykvåg et le Tussen (Langøy) : en avant des éboulis et d'un puissant bourrelet de névé, la roche en place y est presque partout marquée par les galets de l'estran, sur 100 à 300 m de largeur (fig. 195; ph. 76 et 81).

Les strandflats externes présentent généralement un relief de détail plus inégal, bien que la plupart des formes, en dehors de rares reliefs résiduels, ne dépassent guère 10 m d'altitude, exceptionnellement 15 ou 20 m . Les plus élevés des éléments du strandflat sont en fait des accumulations glaciaires étalées sur des planchers de cirques ou sur l'aplanissement côtier propement dit. Au premier type appartient le fond rempblayé du cirque de Vikten, sur Flakstadøy ; la surface mollement ondulée de la moraine qui peut représenter un ancien couvert au début du Tardi-glaciaire - la "terrace-moraine" de Møller et Sollid, 1973 - est recoupée, à 25 m d'altitude par un talus herbeux incliné à 30° qui domine la banquette littorale doucement inclinée vers l'estran (fig. 95). Au second appartiennent les étroits strandflats d'Eggum et de Kvalnes, où des glaciers rocheux de base de paroi hauts de 20 à 40 m (Peulvast, 1981 ; pl. 2 et ph. 82) s'interposent entre les éboulis et le rivage; alors qu'à Eggum, celui-ci est entièrement façonné dans leurs matériaux, au pied des talus externes, il s'inscrit à Kvalnes dans le socle rocheux du glacier couvert, qui présente quelques croupes et pointements de 6 à 10 m de hauteur dont les retombées abruptes alternent avec des basses plates-formes rocheuses plongeant doucement sous la mer.

Cette plate-forme appartient en fait au type morphologique le plus fréquent sur la façade externe de l'archipel. En effet, ses portions émergées sont pour la plupart inscrites dans la roche en place,

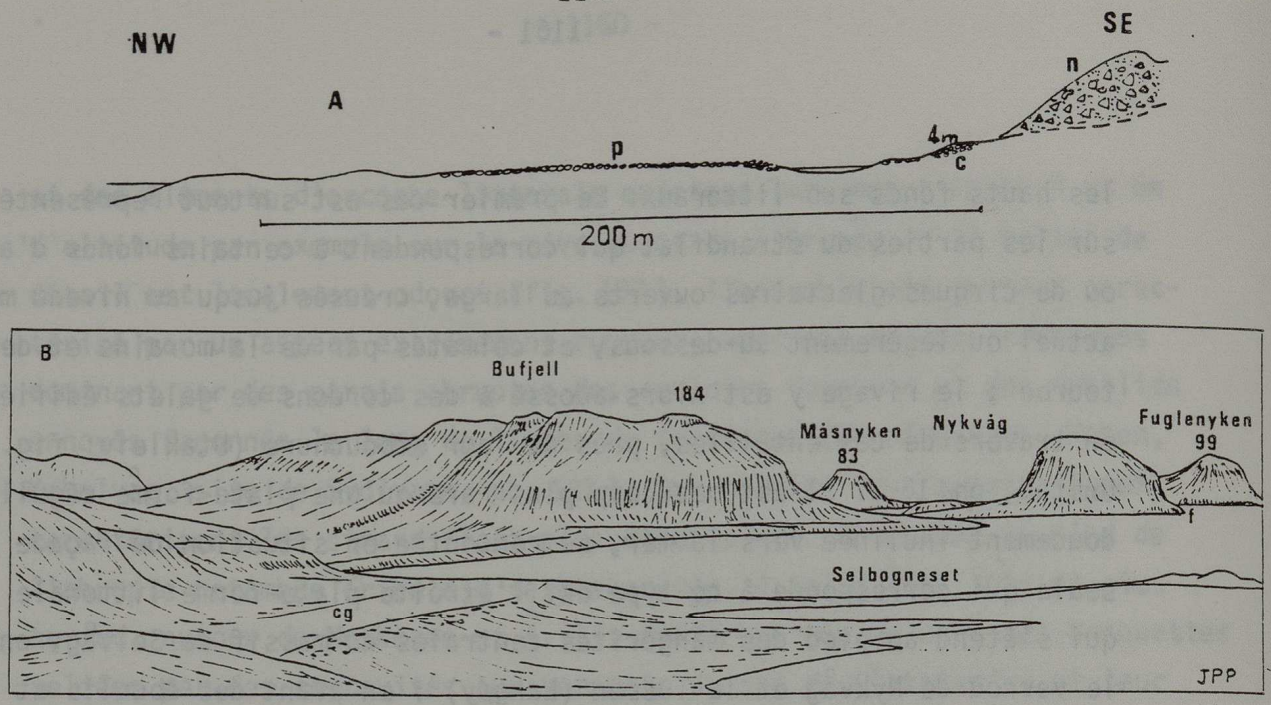


Figure 195 : Littoraux de la façade W de la péninsule gabbroïque de Selvåg.

A: estran au pied du Trollan; pavage de galets (p) sur une plate-forme d'abrasion marine, en contrebas d'un cordon de galets soulevé et d'un rempart de névé (photo : 103).

B: Nykvåg , vers le SW depuis ce cordon (c.g.); strandflat étroit, malgré le morcellement des reliefs en "nylsker";t ombolo à Selbogneset.
f: ébauches de falaises.

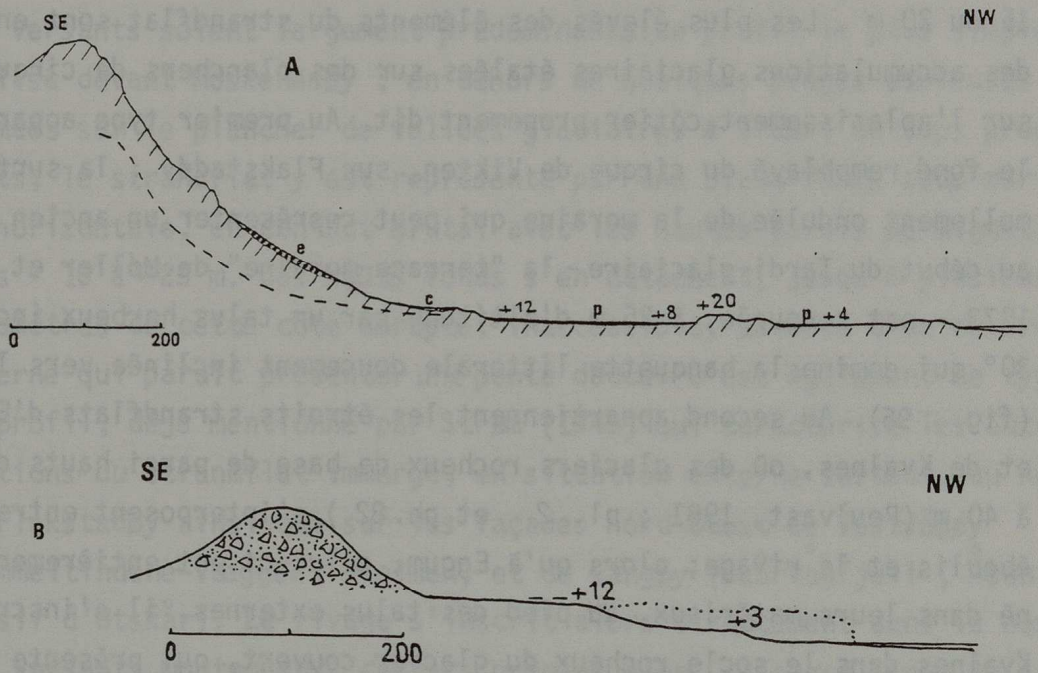


Figure 196 : Profils schématiques su strandflat du NW de Hadseløy.

A: à Kongsteigan ; B: devant la moraine frontale de Finsæter .
e: éboulis; c: cône de déjection; p: plages soulevées.
tireté: modelé du versant au NE du profil
pointillé: promontoires rocheux alternant avec des encoches où se trouvent les plages soulevées.
Les traces d'abrasion marine ne sont nettes qu'entre 0 et + 12 m.

en dehors de la tourbe et de rares dépôts morainiques ou littoraux qui colmatent ou surmontent les creux de ces topographies de raclage. Que ce soit dans les grands rentrants de la façade (Fredvang - Ramberg - Flakstad ; Nesje-Borgvær, sur Vestvågøy ; nord de Gimsøy, façade ouest de Hadseløy) ou en situation plus exposée (plaine de Bø-Gimstad dans l'ouest de Langøy), les strand flats comprennent en effet, dès le pied des parois de très basses surfaces (moins de 6 m) faiblement inclinées vers le rivage; prolongées par des hauts fonds souvent parsemés de blocs ou couverts de vase ou de sable, celles-ci portent des éléments de plates-formes raclées, voire de simples bosses, de 10 à 15 d'altitude (ph. 3, 4 et 10, fig. 196). Ces reliefs rocheux se disposent selon des plans horizontaux jusqu'à un rebord coïncidant fréquemment avec la limite externe du strandflat émergé (par exemple, les îlots de Borgvær et Sandøy, devant le strandflat de Nesje- Val, pl. 2 , ou encore la pointe SW de Hadseløy : ph. 188), et ils servent souvent de points d'appui aux plages et aux cordons qui se développent localement sur les parties basses. Cette surface défoncée et légèrement perchée, sur laquelle reposent fréquemment les moraines frontales des cirques qui s'y raccordent (Finsæter, dans le NW de Hadseløy, fig. 196) prolonge en fait celle dont nous avons déjà identifié les éléments plus ou moins inégaux sur les rives des fjords et dans les secteurs plus internes. Découpée selon des dispositifs morphostructuraux plus ou moins complexes (systèmes de couloirs de fractures, le plus souvent : strandflat de Nesje-Val, ph. 143 ; dispositifs monoclinaux : strandflat de Val, fig. 147), cette plate-forme est localement représentée par de véritables plateaux de basse altitude (ouest de Gimsøy); mais elle se réduit le plus souvent à des systèmes de croupes accidentées, parfois à sommet plat (strandflat de Laukvik, dans le nord d'Austvågøy, fig. 197), séparées par des dépressions à fond plat et, vers l'extérieur, par des couloirs ennoyés responsables d'un extraordinaire émiettement en îlots et en écueils (secteur de Borgvær, pl. 2 ; plaine de Bø; Gimstad, dans l'ouest de Langøy : pl. 4). Cet émiettement est parfois le fait d'ombilics plus larges et plus profonds, par exemple sur la façade ouest de Langøy d'où se détachent les îlots escarpés de Gauk-Vaerøy (273 m). Mais dans ce cas, la plate-forme rocheuse est toujours présente à la base des reliefs, sous la forme d'une étroite banquette périphérique, située vers 15 m d'altitude (fig. 198A.). Celle-ci, dont le rebord porte une petite encoche à 4-5 m au-dessus du rivage

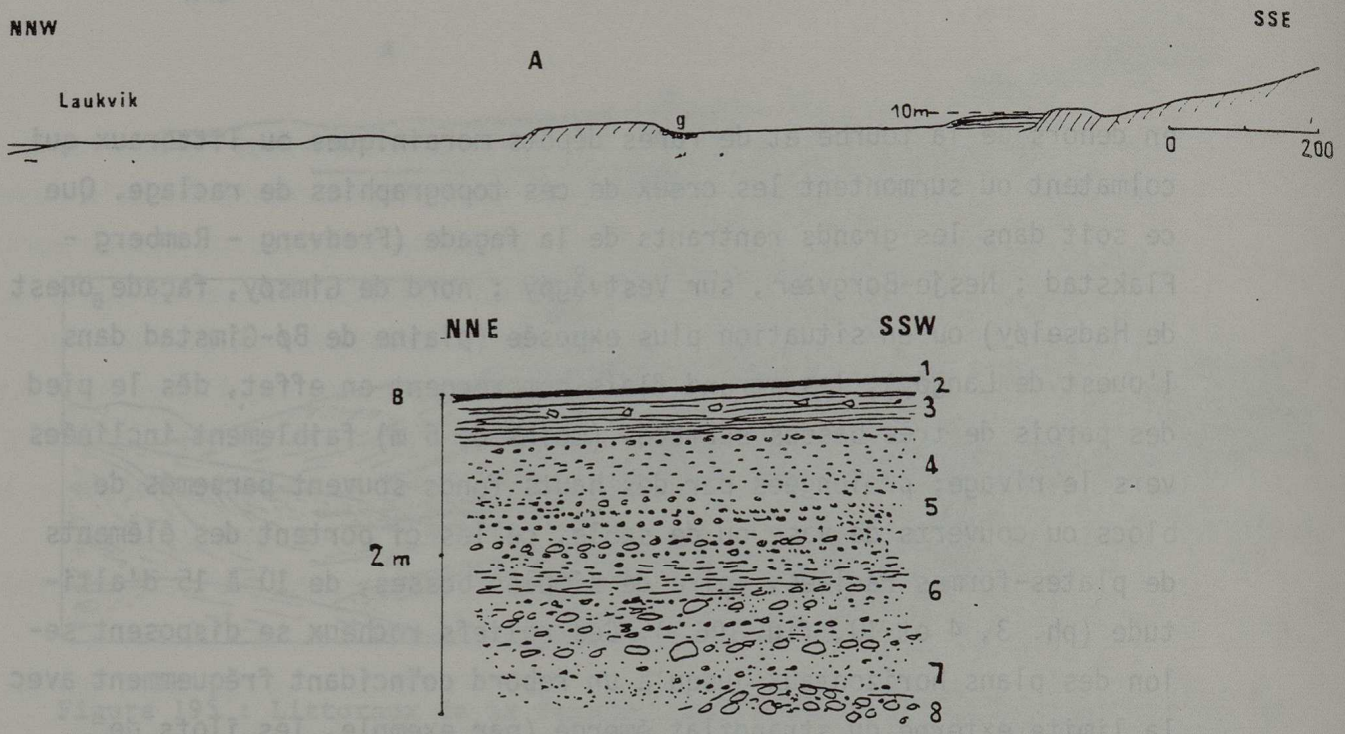


Figure 197 : Strandflat et dépôts littoraux soulevés de Lankvik (Austvågøy)

A: profil schématique de la plate-forme, avec anciennes plages appuyées à des pointements de gabbro (g: galets).

B: coupe dans le dépôt de plage soulevé à + 10m
1: Au; 2: A_2; 3: B_H; puis B_{Fe}, induré, se débitant en plaquettes;
4: lits sableux, quelques galets; 5: gravillons roulés, matrice sableuse rougeâtre; 6: cailloutis mal roulés, aplatis; 7: sable; 8: cailloux et galets mal roulés.

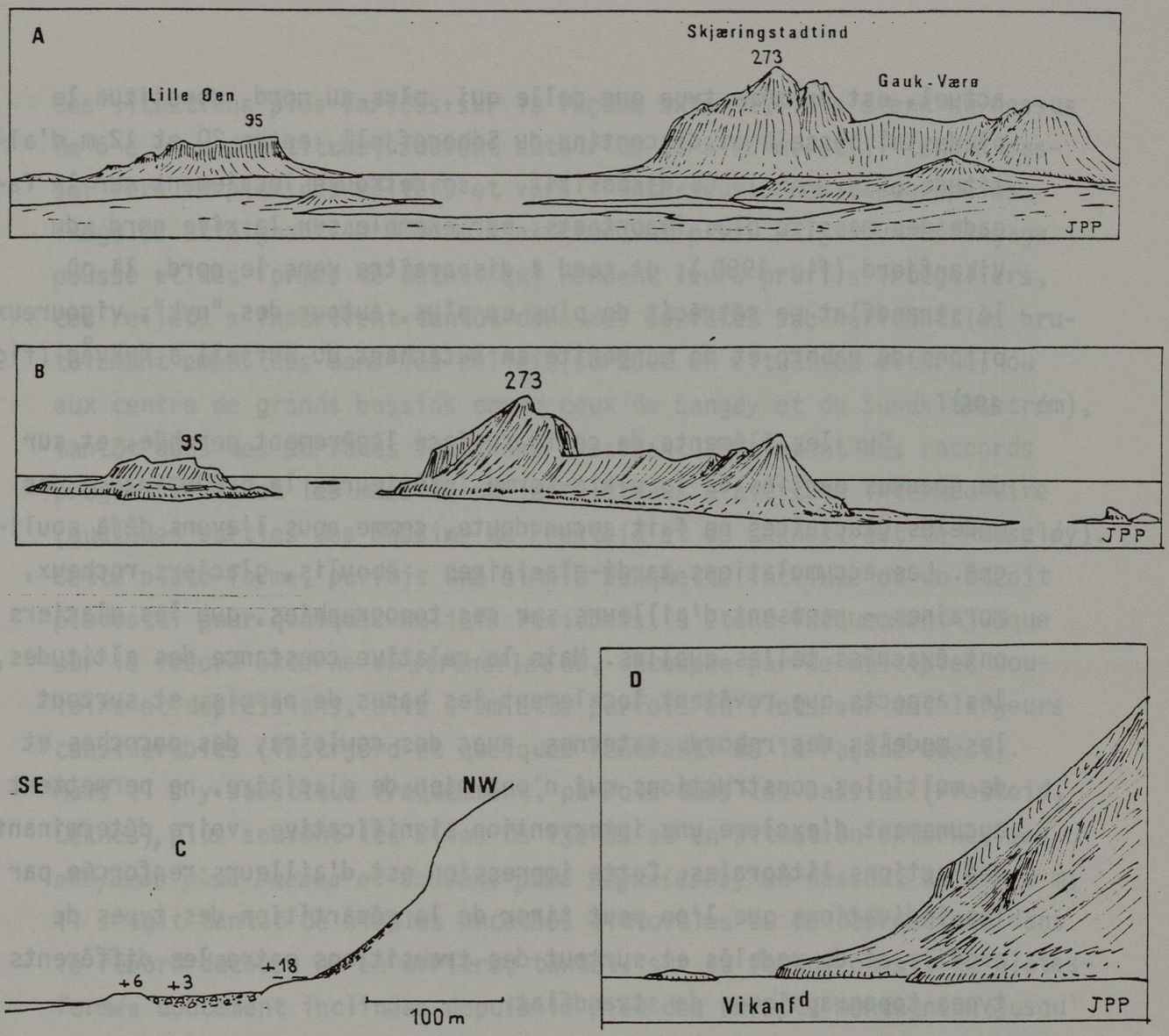


Figure 198 : Banquettes rocheuses sur la côte ouest de Langøy

A : Gauk-Værøy, vers l'WSW depuis la péninsule de Skagen (Bø). Courtes concavités et banquettes rocheuses inclinées à 8° au pied de parois mangéritiques et de courts éboulis.

B : Les mêmes îlots, depuis le Fjærvollfjell; 2 encoches sont visibles, à 15-20m et 4-6m d'altitude.

C : Le flanc est du Søbergfjell; banquette rocheuse, ou revêtue de moraine de fond et de tourbe; comparer avec le flanc NW (fig. 162).

D : Banquette rocheuse au pied du Vikanfjell, au voisinage de l'embouchure du Vikanfjord, vue vers l'WNW.

actuel, est du même type que celle qui, plus au nord, constitue le piedestal bosselé et discontinu du Søbergfjell, entre 20 et 12 m d'altitude (fig. 198c). Ce dispositif se retrouve localement sur la façade des massifs plus importants, par exemple sur la rive nord du Vikanfjord (fig. 198D), et tend à disparaître vers le nord, là où le strandflat se rétrécit de plus en plus, autour des "nyk", vigoureux pitons de gabbro et de mangérite se détachant du Bufjell à Nykvåg (fig. 195).

Sur les éléments de cette surface légèrement perchée, et sur de grandes parties de la plate-forme inférieure, la prédominance des modelés glaciaires ne fait aucun doute, comme nous l'avons déjà souligné. Les accumulations tardi-glaciaires - éboulis, glaciers rocheux, moraines - reposent d'ailleurs sur ces topographies, que les glaciers ont évacuées telles quelles. Mais la relative constance des altitudes, les aspects que revêtent localement les bases de parois, et surtout les modelés des rebords externes, avec des couloirs, des encoches et de multiples constructions qui n'ont rien de glaciaire, ne permettent aucunement d'exclure une intervention significative, voire déterminante, des actions littorales. Cette impression est d'ailleurs renforcée par les indications que l'on peut tirer de la répartition des types de profils et de modelés et surtout des transitions entre les différents types topographiques de strandflat.

3. Des transitions significatives

Le strandflat des Lofoten-Vesterålen n'apparaît pas comme une forme simple, ni dans ses profifs, ni dans sa configuration géographique. Il ne peut pas être défini comme une surface unie, même si ses étagements n'y sont pas toujours aussi nets que ceux qui ont été décrits par Ahlmann (1919) dans la région de Bergen. En dehors du plancher de certaines entailles glaciaires dont le rattachement au strandflat relève plutôt de la coïncidence ou d'actions de colmatage, sur des étendues réduites, l'aplanissement côtier et ses diverticules internes tendent à organiser systématiquement en deux, voire trois niveaux principaux. L'un d'eux, qui portent presque exclusivement des modelés glaciaires ou d'altération peut être défini comme *une haute plate-forme fortement défoncée;* présent dans les bassins, sur les rives de fjords, et dans

des situations plus variées sur la façade externe, il s'étend au-dessus de 6 à 10 m d'altitude, souvent autour de 10 à 15 m, et il tend à passer vers le pied des reliefs et vers l'intérieur à des topographies inégales atteignant 40 à 50 m d'altitude et plus. Malgré un défonçage poussé et des formes de détail qui rendent leurs profils irréguliers, ces reliefs s'inscrivent tantôt dans des surfaces sub-horizontales brutalement emboîtées dans les reliefs(surtout en situation externe, ou aux centre de grands bassins comme ceux de Langøy et du Sundklakkstrøm), tantôt dans des surfaces inclinées dessinant localement des raccords progressifs avec les massifs ou les plateaux d'altitude intermédiaire (quelques parties des bassins de Presteid et de Leknes, est de Hadseløy). Cette plate-forme, parfois une simple banquette inclinée ou un étroit piedestal pour quelques reliefs résiduels, s'étend fréquemment jusque sur le rebord externe du strandflat où, découpée par de multiples couloirs et dépressions, elle s'émiette parfois en îlots sur des largeurs considérables (Vestfjord et quelques rentrants de la façade ouest). Mais il s'y substitue fréquemment, parfois dans les bassins (Presteid, Leknes), plus souvent les rives de fjords et en situation externe, *des surfaces plus basses et souvent plus régulières*, au-dessous de 6 à 8 m; il s'agit tantôt de simples encoches littorales ou de dépressions dans le rebord découpé ou en arrière, tantôt, sur la façade ouest, de plates-formes doucement inclinées depuis le pied des abrupts montagneux jusqu' à quelques km de la côte, où elles atteignent des profondeurs de 5 à 10 m(rentrant de Flakstad-Fredvang, nord de Vestvågøy-Gimsøy, nord-ouest d'Austvågøy, ouest de Hadseløy, quelques secteurs de la façade ouest de Langøy). Ces étendues sous-marines sont bien distinctes de celles, plus profondes, qui s'étendent au pied de certaines des plus hautes parois de la façade occidentale de l'archipel, bien qu'il existe un passage latéral progressif d'un type à l'autre au nord de Moskenesøy et de Flakstadøy. La plate-forme sous-marine de - 20 à -40 m, que Nansen (1922) refuse de considérer comme un strandflat, constitue un étage inférieur, peut-être à part au sein du strandflat, et dont le raccord brutal avec les reliefs montagneux est lui-même situé sous le niveau de la mer.

La répartition des différents étages du strandflat et leur importance relative en fonction de la situation géographqie ne sont pas quelconques, pas plus que la répartition des types de contact avec le

reliefs. L'étage inférieur du strandflat n'est représenté que sur les parties les plus externes de l'archipel, comme l'a déjà remarqué Strøm (1948), alors que la répartition des deux autres est plus ubiquiste. On remarquera simplement que les éléments les plus étendus de la plate-forme intermédiaire, d'altitude située autour du 0 actuel se trouve également sur cette façade, en particulier dans ses grands rentrants; ils alternent avec des secteurs pratiquement dépourvus de strandflat émergé et plus rarement avec des rebords abrupts de la plate-forme supérieure. Vers l'est, exception faite de quelques parties des rives du Vestfjord, cette plate-forme intermédiaire tend à se réduire à une étroite banquette discontinue ou à disparaître,sauf sur les rives basses des parties faiblement surcreusées des bassins intérieurs (Leknes, Presteid) où elle est souvent moins nettement emboîtée dans l'étage supérieur du strandflat. Celui-ci, fort inégal, tend au contraire à devenir plus continu vers l'intérieur, même s'il l'est également dans quelques secteurs externes (Langøy). C'est là où existe cet étage que se trouve la majeure partie des raccords concaves ou progressifs entre les reliefs et le strandflat.

Le passage d'un type topographique à l'autre peut être suivi en de nombreux secteurs, en particulier sur les grandes îles ; l'observation en est cependant compliquée par les découpures et les entailles multilples qui hachent littéralement le pourtour des massifs montagneux et multiplient à l'infini les types de configuration. C'est sur le pourtour de Hadseløy, île aux contours massifs (pl. 3) que ces transitions et leur signification apparaissent le mieux, malgré l'absence de l'étage inférieur. Cette île oppose en effet une façade occidentale directement exposée au large - malgré sa situation dans un rentrant qui lui a valu, nous l'avons vu, d'être parcourue latéralement par la glace sortant du Hadsefjord - à une partie orientale profondément enfoncée dans l'intérieur de la région et baignée par les eaux d'un détroit et d'un grand fjord. Au nord, un strandflat irrégulier correspond à des planchers de cirques d'altitude inégale. Bien qu'elle soit moins marquée qu'entre le strandflat immergé de l'ouest de Moskenesøy et la banquette irrégulière de l'est (fig. 13), l'opposition la plus intéressante est celle qui existe entre le strandflat occidental, où les éléments morcelés de la surface supérieure se détachent au-dessus de la plate-forme intermédiaire, particulièrement large et régulière (ph.188) et le



Photo 188 : Le strandflat de la façade occidentale de Hadseløy.

Vue prise vers le NW, montrant successivement la presqu'île de Haug, et les plans inclinés d'Angstad, d'Anstad et de Taenviken (au fond). Discrétion ou absence des formes littorales identifiables sur la partie émergée du strandflat.

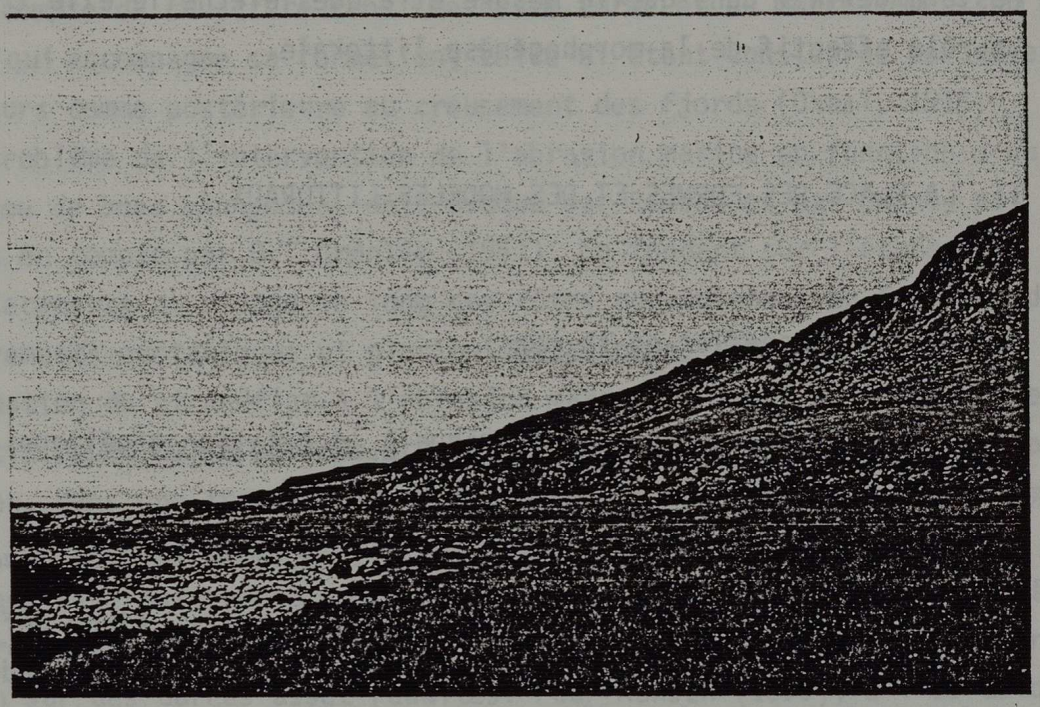


Photo 189 : La falaise morte et le platier soulevé de Flesa (côte ouest de Vestvågøy).

Remarquer la place assez limitée que cette falaise, battue par les vagues lors de la Transgression à Tapes, occupe dans le versant.

strandflat oriental, étroite banquette inclinée légèrement perchée au-dessus du fjord. A ce contraste de largeur et d'altitude, qui ne reçoit guère d'explication lithologique s'ajoute le spectaculaire contraste entre le knick occidental, à peine adouci par les cônes ou les tabliers d'éboulis, et les douces concavités revêtues d'arènes du versant oriental. Sur la retombée sud de l'île, le passage d'un type morphologique à l'autre s'observe au pied du Husb ykollen, là où le littoral s'incurve vers le NE et tourne le dos complètement à la mer ouverte (secteur de Vasvik)

Ces dissymétries, la répartition préférentielle des autres raccords concaves dans les bassins intérieurs ou sur les rives des fjords, et surtout la réduction croissante des étages inférieur et intermédiaire vers l'intérieur - ou tout au moins une signification différente, avec une part de plus en plus exclusive des modelés glaciaires, nous font envisager une corrélation significative entre la situation du strandflat vis à vis de la mer et des actions littorales et son style morphologique. La position du strandflat à proximité immédiate du niveau de base tend d'ailleurs dès le départ à rendre cette relation évidente ; il reste à définir dans quelle mesure et à quelle échelle elle traduit un rôle effectif de la morphogénèse littorale.

II. LA PLACE DES FORMES ET DES MODELES LITTORAUX

A. Le strandflat et la mer

1. De la relation géométrique à la relation génétique

a. des théories anciennes et longuement perfectionnées

Dès l'origine, le strandflat a été perçu, sinon défini, comme une forme littorale. Ainsi, Reusch (1894) interprète le strandflat norvégien comme une surface ("denudationsplan") façonnée dans la roche en place par *l'abrasion marine*, mais aussi sous l'effet de la désagrégation et des eaux courantes en fonction d'un niveau de base stabilisé sur une longue période (le Tertiaire). Le façonnement marin a pu se poursuivre lors des interglaciaires.Le strandflat correspondrait au moins en partie

à une plate-forme d'abrasion marine dominée par des mégafalaises. Cette idée a été reprise par de nombreux auteurs (Richter, 1896, qui s'est appuyé sur la disparition du strandflat vers l'intérieur, le long des fjords ; Davis, 1899 ; Th. Vogt, 1911-1912 et Strøm, 1948, à propos des Lofoten externes).Alors que certains d'entre eux attribuent ce façonnement aux interglaciaires, sinon au Post-glaciaire, considéré comme trop court, (Oxaal, 1915) , suivi bien plus tard par Machatschek, 1954, 1955), d'autres n'hésitent pas, compte tenu de l'énormité de la tranche de roche enlevée, selon eux, par l'abrasion marine, à le faire remonter à des époques très reculées. Pour J.H.L. Vogt (1907), l'élaboration du strandflat du Helgeland, large de 45 km aurait commencé en arrière d'une côte rectiligne au Jurassique, c'est à dire après les dislocations d'Andøy. Les auteurs suivants, en particulier Nansen (1922) n'ont pas manqué de souligner l'invraisemblable stabilité du niveau de base qu'impliquerait cette hypothèse.

Malgré de tels excès, l'interprétation du strandflat comme surface d'abrasion marine est réapparue, modernisée, dans des travaux plus récents. La collaboration de *l'érosion glaciaire* a été retenue pour rendre compte du caractère zonal de cette forme et du morcellement du relief qui accompagne sa formation, celle-ci étant considérée par divers auteurs comme postérieure au creusement des fjords (Oxaal, 1915) , Le problème de l'intervention de l'abrasion marine en fonction *d'un niveau de base changeant*, déjà évoqué par Reusch et par Oxaal, est pris en compte par O.T.Grønlie (1951). Se fondant sur l'étude des déplacements du rivage le long des côtes norvégiennes en fonction des mouvements eustatiques et glacio-isostatiques, cet auteur attribue la formation du strandflat à l'abrasion marine du début de chaque interglaciaire et de la période écoulée depuis la fin de la dernière glaciation, dans une tranche altitudinale comprise entre - 45 et + 100 m.

Les autres modalités spécifiques de l'évolution de cette façade alternativement englacée et libre de glace ont également été introduites pour rendre compte de l'importance des phénomènes d'abrasion sur des durées assez réduites. Pour Hansen (1895), à l'abrasion marine sur les flancs de reliefs découpés par les glaciers s'ajoutent l'action des glaces de dérive, et celle de l'érosion subaérienne en avant de l'inlandsis. Il revient surtout à Nansen (1904, 1905,1922) d'avoir insisté sur l'association de l'abrasion marine avec des actions

spécifiques des environnements froids, puisqu'il attribue son élaboration au rôle de la *gélifraction littorale* ("shore erosion by frost"); aidée par les vagues : " ... the sea, headed by the sharp teeth of the frost of an Arctic climate, and following with the roaring surf, may eat itself landwards and create a gradually broadening low and flat short-plane, sloping very gently seawards, and with its inner part emerged above high tide level. Landwards this plane will be bounded by a more or less vertical diff, continually retreating before the attack of frost" (1922, p.43). Cette attaque, active lors des interglaciaires froids, juste avant la glaciation et pendant leurs premières phases, est facilitée par la dissection préalable de la façade. C'est principalement cette théorie, appuyée sur une observation détaillée des mécanismes de l'érosion littorale de la zone froide et sur l'analyse précise des oscillations du rivage postérieures à la déglaciation, qui est reprise par A.Moign (1974) dans son étude sur les strandflats du Spitsberg. Selon cette thèse, la mer joue un rôle primordial dans leur génèse, mais aussi la gélifraction, et le strandflat est défini comme "un ensemble de plates-formes étagées, d'érosion et d'accumulation, qui se développent rapidement grâce à l'intensité de la gélifraction et qui peuvent atteindre une grande largeur par le jeu du relèvement isostatique"; il serait "post-glaciaire dans sa phase de formation finale, mais déjà préparé pendant les interglaciaires selon le même processus d'érosion littorale activée par la gélifraction".

Tietze (1962) propose une variante à ces théories, car leur crédibilité est contrariée selon lui par le rôle protecteur du pied de glace, fréquent sur les rivages dans de tels environnements; il fait appel au rôle des *glaces flottantes* (gélifraction du fond dans la zone de décollement) sur les côtes à marées. Enfin, le rôle des *glaces de dérive* dans l'entraînement des débris est souligné par Fairbridge (1977).

De tels modes de formation suggèrent une particulière sensibilité des roches concernées aux actions mécaniques de la frange littorale. Cette condition est réalisée au Spitgberg, où les strandflats arasent principalement des grès, des calcaires et des schistes gélifs (Moign, 1974). Nansen (1922) et O.Holtedahl (1960) soulignent que dans les roches du même type, et dans celles qui ont été fortement tectonisées, les strandflats norvégiens sont mieux achevés. Il est pourtant curieux de remarquer que c'est en partie aux mêmes caractéristiques lithologiques

que ces auteurs attribuent l'absence de strandflat sur les côtes du Finnmark (environs du Cap Nord). Pour eux, une faible résistance des roches, permettant une abrasion marine et une érosion glaciaire très actives,responsables du recul rapide de hautes falaises dominant des plates-formes immergées, est incompatible avec la conservation d'un strandflat dont la formation n'est de toutes façons pas envisageable au post-glaciaire. Le strandflat n'aurait donc de chance d'exister que dans des roches résistantes, celles-là mêmes où le processus d'aplanissement littoral est le plus malaisé.

b. de nécessaires précautions méthodologiques

Quelques contradictions internes dans les théories "marines" de la formation du strandflat s'ajoutent donc aux profonds désaccords sur la chronologie relative (relations entre dissection et aplanissement littoral) comme sur la chronologie absolue (âge préglaciaire, interglaciaire ou post-glaciaire). On peut aussi remarquer l'imprécision qui règne quant aux relations entre le développement de cette plateforme et le type morphostructural du rebord montagneux,et donc quant à l'ampleur de l'érosion que représente sa genèse. On est enfin frappé par le caractère souvent général des travaux - surtout les plus anciens - qui font état de ces théories : l'analyse des dynamiques littorales et de leur répartition reste souvent absente ou imprécise, et les formes ou les modelés ne sont souvent analysés que de façon ponctuelle. Il est donc difficile de voir en quoi les formes d'abrasion réellement observées, le plus souvent de simples encoches à la base des reliefs, participent au développement de grandes plates-formes, alors même que l'existence de modelés rugueux d'origine glaciaire y est mentionnée.

Les seules études précises des modelés et des processus qui ont permis d'attribuer à l'abrasion marine, assistée par le gel, l'essentiel de la formation du strandflat portent sur d'étroites banquettes (Nansen, 1922) ou sur des plates-formes peu comparables à celles des Lofoten, aussi bien par la lithologie que par des conditions climatiques sans équivalent actuel (Spitsberg, Moign, 1974). Bien que la transposition d'une échelle à l'autre soit hasardeuse, et qu'un développement ancien sous des conditions plus rigoureuses que les actuelles ne puisse être exclu à priori, leur application directe à la genèse des formes majeures

du strandflat norvégien paraît donc difficile.

En fait, la majorité des auteurs tend à considérer l'abrasion marine comme *un des agents* de la génèse du strandflat, et nombreux sont ceux qui ne lui attribuent qu'un rôle localisé, ou un rôle de retouche (Klemsdal, 1982). La démarche suivie jusqu'ici, qui nous a amené à définir des modelés glaciaires ou des modelés d'altération sur de vastes parties du strandflat pourrait nous amener à adopter à priori cette attitude, de préference à celle qui privilégie l'action de la mer. Mais comme pour les familles de formes précédemment étudiées, il semble préferable d'analyser les modelés littoraux et la place qu'ils occupent parmi les paysages avant de reprendre l'une ou l'autre des théories. On peut en effet se demander s'il a toujours été tenu compte de l'échelle des modelés et des formes observés dans les travaux qui ont appliqué à la genèse du strandflat - une forme d'échelle hectométrique ou kilométrique - les résultats d'observations menées le plus souvent à l'échelle des modelés ou de formes de détail inscrites dans des formes majeures dont l'origine n'est pas clairement démontrée. En outre, ces raisonnements s'appuient généralement sur l'observation de modelés post-glaciaires, et les spéculations sur les actions marines antérieures sont souvent peu argumentées.

La démarche la plus objective consiste à recenser les formations et les modelés incontestablement littoraux et à préciser leur insertion parmi les formes majeures. Cette approche doit bien entendu tenir compte des conditions actuelles et passées de l'intervention des actions littorales, et aussi des relations entre ces formes, les dispositifs morpho-structuraux et les parties du strandflat qui portent les traces de l'érosion glaciaire ou d'autres processus sub-aériens. Elle permet non seulement de fournir une base raisonnable pour une discussion du rôle des actions littorales qui ne se limite pas seulement à la période post-glaciaire, mais aussi de compléter les observations indispensables à une identification des types morphogéniques au sein du strandflat.

Il ne faut cependant pas perdre de vue les limites de cette analyse. La principale incertitude sur les conditions d'intervention de la mer est liée à l'existence de multiples épisodes d'englacement de l'aire correspondant au strandflat (cf. chapitre III). Nous avons déjà souligné combien l'importance de la marque glaciaire dans les paysages est variable, spécialement à l'échelle des formes majeures, mais aussi à celle

des formes de détails et des modelés. Il est donc difficile d'affirmer que l'inlandsis weichselien, qui a recouvert la quasi totalité de la région, a considérablement modifié les formes élaborées antérieurement et en particulier les formes et les modelés littoraux sur lesquels il s'est avancé. Si une action importante - un phénomène de "table rase" - peut être soupçonnée sur les formes construites et sur les formes de détail inscrites dans la roche en place (petites banquettes d'abrasion, modelés à couloirs et chicots, etc.), rien de tel ne peut être avancé a priori en ce qui concerne des formes majeures dont nous cherchons précisément l'origine. Par conséquent, les conditions d'intervention des actions marines accompagnant ou suivant la déglaciation, les seules sur lesquelles nous soyons directement informé, ne peuvent pas être tenues a priori pour des facteurs explicatifs suffisants dans notre étude des formes littorales. Leur analyse peut cependant servir de base à des raisonnements sur l'action de la mer qui ne se limitent pas seulement à l'explication des modelés tardi- et post-glaciaires.

2. les conditions actuelles des actions littorales

a. une mer toujours libre de glace

Grâce à la Dérive nord-atlantique et à la relative douceur du climat qui compense les effets de la haute latitude (chapitre III) les eaux qui baignent les Lofoten-Vesterålen, celles de la Mer de Norvège et celles des fjords ne gèlent jamais. Alors qu'elles atteignent leur température maximale en août, elles ne descendent pas au-dessous de 2,8°C en février ou mars. Seules quelques étendues saumâtres correspondant à des baies peu profondes ou à des fjords communiquant difficilement avec la mer peuvent geler certains hivers (sur Vestvågøy: Saltisen). Il n'y a donc pas d'arrêt hivernal de l'action des vagues, et pas non plus de pied de glace. Les conditions sont donc très différentes de celles que A.Moign (1974) a décrites au Spitsberg.

Les températures moyennes, proches de 0°C au niveau de la mer pendant 4 mois de l'année, de décembre à mars, sont cependant favorables à un grand nombre de cycles gel-dégel. Elles autorisent des phénomènes de gélifraction littorale, malgré la faible intensité du gel et la basse température de congélation de l'eau de mer (-2° C): cf. supra,

chapitre III, p. . Ce mécanisme peut localement contribuer avec l'action mécanique des vagues à assurer une érosion littorale appréciable.

b. une mer agitée, mais des types dynamiques variés

Outre leur permanence, les actions littorales sont favorisées dans la région des Lofoten-Vesterålen par une forte, mais inégale agitation de l'eau. La distribution de l'énergie - essentiellement celle du vent, à l'origine - ainsi transmise à la côte dépend des conditions de formation et de propagation des vagues, mais aussi de la marée, tandis que les conditions de sa transmission dépendent de la configuration de la frange littorale et de ses variations.

Les vents, et donc les vagues, sont souvent forts , mais les directions prédominantes varient selon la saison, ce qui accroît la complexité des situations. Les calmes sont rares, surtout dans les Lofoten externes, où ils ne représentent que 1,3% du temps en été et 0,2% en hiver (Mook, 1975). Mais les directions et la force des vents sont très variées selon les parties considérées de l'archipel (nos données restant fragmentaires en ce qui concerne les Vesterålen). D'une façon générale, la saison froide, de l'automne au printemps est marquée par une prédominance des vents de secteur E ("utfall") sur l'intérieur du du Vestfjord, de secteur S à SW sur les Lofoten externes (39,6% du temps), et de SW sur le nord des Vesterålen (fig. 199). En été, ce sont les vents de N et NE qui prédominent sur toute la région (37 à 38%), sauf sur les Lofoten orientales où les vents d'est sont également fréquents (21,3%); sous le vent des Lofoten, des mouvements circulaires se produisent sur le Vestfjord, amenant des vents de SW sur sa côte sud-orientale (de Hamarøy à Bodø). La configuration même de l'archipel explique que des vents forts de secteur E à secteur S soufflent en hiver sur les côtes sud, tandis que les vents les plus forts sur les côtes nord sont de secteur NW. Quant aux Lofoten occidentales, on note une prédominance des vents de secteur S à SW sur leur côte interne. En été, les vents d'ouest sont dominants sur la partie externe des Lofoten orientales (Hadselfjord) contrairement au schéma régional dominant. En ce qui concerne les grands vents ("kuling", de force 6 et plus), ils soufflent surtout en hiver (respectivement 28,4 et 34,2% du temps dans la partie externe des Lofoten orientales et dans les Lofoten occidentales, contre 3% du temps en été), de secteur SW et E dans l'intérieur de la région, SW et W dans la partie

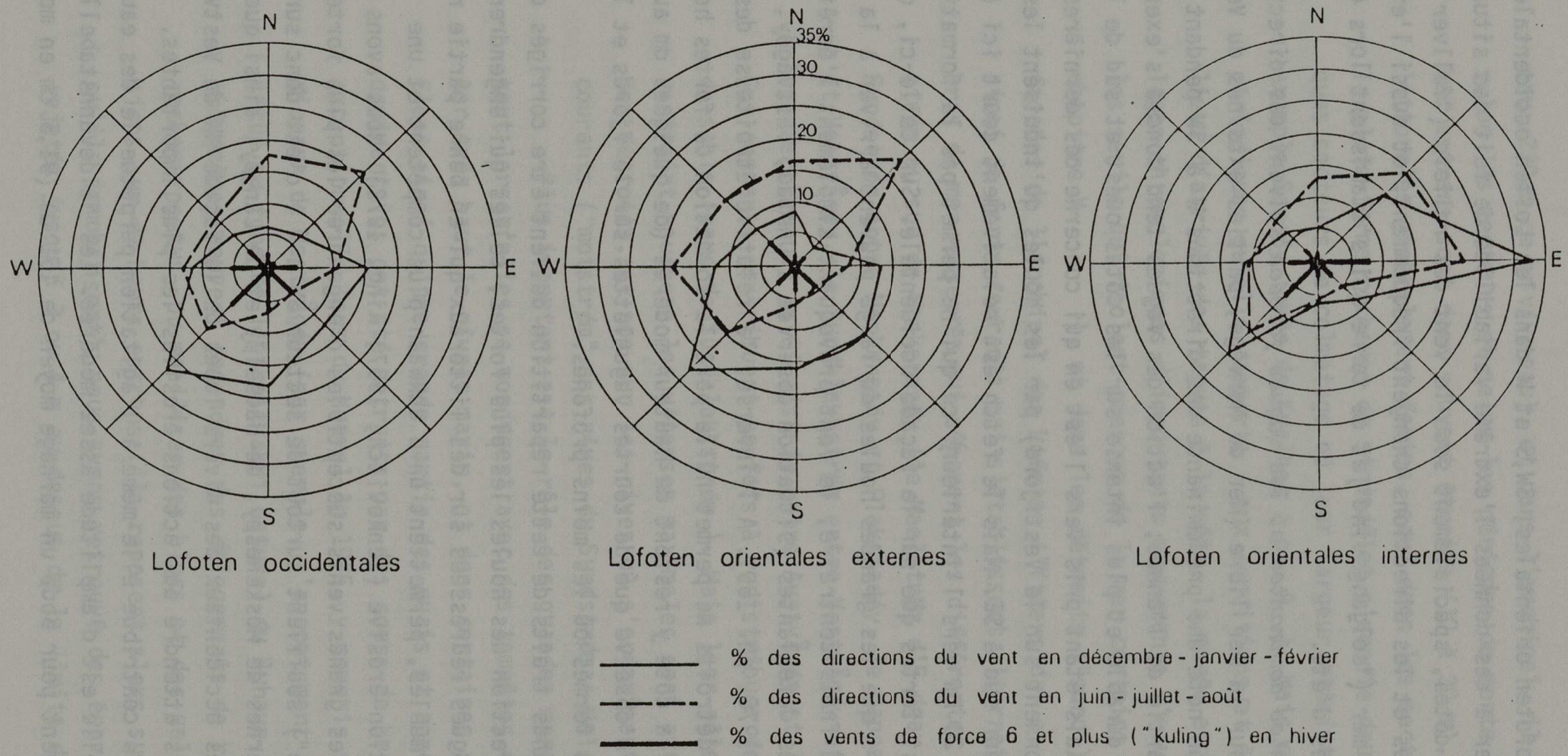


Figure 199 : Directions des vents dans l'archipel des Lofoten.
Roses des vents établies d'après les chiffres fournis par Mook (1975)

externe des Lofoten orientales, SW,S et W dans les Loften occidentales. On doit ajouter à ces données l'extrême variabilité de fait des situations sur les côtes, spécialement sous le vent des reliefs ("fallver") où les vitesses et les directions changent fréquemment, et aussi l'effet des brises de mer ("solgangsvind") et de terre qui s'établissent lors des belles journées d'été.

Les houles dominantes et les vagues forcées suivent ces directions spécialement sur la mer libre (Mer de Norvège, parties externes du Vestfjord), où l'on note une prédominance des directions W à SW pendant la plus grande partie de l'année; l'action des vagues tend donc à s'exercer de façon plus durable et plus intense sur les côtes ouest et sud de l'archipel, le relais étant pris vers l'est en qui concerne ces dernières (celles qui donnent sur le Vestfjord) par les houles qu'induisent les vents de secteur sud à SE. Mais le fetch est relativement court ici (il passe de 70 à 20 km vers l'intérieur), ce qui ne permet pas la formation de houles aussi fortes que sur la façade occidentale. Sur celle-ci, on note d'ailleurs que les grandes houles du large peuvent arriver à la côte même par grand frais contraire, le vent provoquant simplement l'écrêtement des vagues déferlantes (situation observée à Unstad, Vestvågøy, le 25 Juillet 1976, ph. 165). A l'inverse, la relative étroitesse des fjords et des détroits ne permet nulle part la formation de fortes houles; les vagues de la côte y restent de hauteur modérée (de quelques dm au plus) et l'on n'observe que de courtes vaguelettes sur le fjords et les baies les plus fermés ou les moins profonds.

Les grands traits de cette répartition doivent être corrigés compte tenu de la direction des houles les plus fortes, celles qui engendrent les grandes vagues redressées sur des littoraux qui en bonne partie rocheux et imperméables, permettent un b ackwash plus compétent et une plus forte action érosive (Zenkovitch, 1967; King, 1972). Nous avons vu en effet que les grands vents susceptibles d'engendrer les plus fortes mers ("sjyføre") soufflent surtout de secteur SW à W : c'est donc sur les côtes externes de Moskenesøy, de Hadseløy et de Langøy, ainsi que sur les rivages occidentaux des divers lobes de la façade NW de Vestvågøy que l'on peut s'attendre aux actions érosives les plus importantes.

La marée contribue elle-même à l'agitation perpétuelle des eaux. Semi-diurne, elle est d'amplitude assez modérée. Les "tidevannstabeller" de 1975 indiquent pour Bodø un marnage moyen de 161 cm (91,5 cm en morte

eau; 230,5 cm en vive eau), et dans l'archipel, il varie de 1,10 à 3,30m selon les secteurs et selon les périodes de morte eau ou de vive eau. Les estrans sont donc souvent étroits (10 à 30 m), en raison des pentes littorales généralement fortes, sauf dans les secteurs minoritaires où la plate-forme rocheuse du strandflat s'ennoie doucement, ou dans quelques secteurs de colmatage où leur largeur atteint 100 à 300 m (par exemple Sandøy, près de Kvalnes : pl. 9). Mais outre les changements périodiques qu'elle apporte aux conditions et à la répartition des lieux d'arrivée des vagues à la côte, la marée engendre par ses décalages chronologiques d'importants mouvements d'eau, spécialement sur les seuils qui isolent presque de la mer certains ombilics (cf. supra, chapitre V), et dans les détroits ("sund") qui relient les deux façades de l'archipel des Lofoten ("Yttersida" et "Innersida"). Ce sont ainsi de forts courants qui s'établissent alternativement dans les bras de mer resserrés qui séparent les différentes îles, tel le Moskenesstrøm au sud de Moskenesøy (le Maelstrøm d'E dgar Allan Poe), le Sundstrøm entre Moskenesøy et Flakstadøy, le Nappstrøm entre Flakstadøy et Vestvågøy, le Sundklakkstrøm entre Vestvågøy et Gimsøy, le Henningsværstrøm et le Gimsøstrøm entre Austvågøy et les Lofoten centrales. Ces courants contribuent parfois à redistribuer des quantités importantes de sable (nord de Sundklakkstrøm). Mais leur rôle érosif direct est restreint, puisque les vitesses maximales sont atteintes dans l'axe des détroits, et non sur les rives où s'organisent localement des contre-courants ("motstrøm" des rives du Sundstrøm : Holst , 1975).

Plus important est le rôle des grandes marées ("springflo"), surtout lorsqu'elles se conjugent avec des tempêtes qui peuvent faire monter très haut le niveau marin, et donc certaines vagues ("stormflo"). C'est ainsi qu'une grande partie des quais et appontements des Lofoten occidentales ont été détruits par des coups de boutoirs d'une force exceptionnelle lors du Nouvel An 1975, y compris sur les rivages méridionaux de Vestvågøy (par exemple, l'appontement de Justad, pourtant situé au fond de l'étroit abri naturel du Buhavn, à Stamsund). De tels phénomènes peuvent engendrer des délogements de rochers sur les estrans rocheux pentus, ou mobiliser des blocs et des galets de grandes dimensions sur de hauts estrans (ils reposent alors sur des galets plus petits qu'ils immobilisent); nous avons retrouvé des épaves, des troncs d'arbres rejetés jusqu'à 3 ou 4 m au-dessus de la limite des Fucus vesiculosus,

elle-même située à quelques dm au-dessous du niveau moyen des hautes mer (Møller et Sollid, 1972).

c. des conditions très variées de propagation des vagues jusqu'à la côte.

Les conditions d'arrivée des vagues à la côte sont déterminantes dans l'importance des actions littorales. Elles contribuent, avec les caractéristiques propres aux vagues (longueur d'onde, hauteur, période, fréquence dans l'année des vagues les plus fortes), et avec les caractéristiques structurales des secteurs concernés, à conditionner la répartition des secteurs où peuvent se développer des formes littorales caractéristiques.

L'abrasion marine s'exerce essentiellement dans la zone de déferlement des vagues ("surf zone" : Bradley, 1958), avec une intensité d'autant plus grande que les vagues peuvent y être hautes et fréquentes (King, 1972) et que le matériel s'y prête. Elle peut s'exercer sous l'eau, grâce à des mouvements susceptibles de déplacer des débris sur le fond jusqu'à 9 ou 10 m de profondeur (ou 5 à 8 m selon Zenkovitch, 1967), mais elle reste très modeste et ne peut s'exercer que si la pente de la plate-forme immergée est supérieure à 1° (King, 1972), sur des largeursatteignant par conséquent 500 à 1000 m au maximum en régime stationnaire. De cette abrasion sous-marine doivent d'ailleurs théoriquement dépendre les possibilités de recul des falaises dans ce type de régime, puisqu'à défaut de l'entretien d'une pente suffisante et donc d'un approfondissement des parties externes du platier rocheux au cours du façonnement, le transport des débris abrasifs et le recul de la falaise s'arrêtent (Bradley, 1958, fig. 200). Mais c'est évidemment sur le rivage lui-même, au pied de la falaise et dans la zone intertidale que s'exercent les actions les plus importantes, sur les dépôts meubles comme sur les roches en place. Interviennent alors les effets de l'impact direct des vagues déferlantes (Zenkovitch, 1967), les effets hydropneumatiques et surtout la corrasion qui met en valeur les différences de résistance des roches, de même que la corrosion ou la dissolution propres à la frange littorale. Ces différents mécanismes sont d'autant plus efficaces que les agents continentaux contribuent ou ont contribué à l'ameublissement des roches (Zenkovitch, 1967; King, 1972). Ce sont d'ailleurs les formes des estrans qui sont les princi-

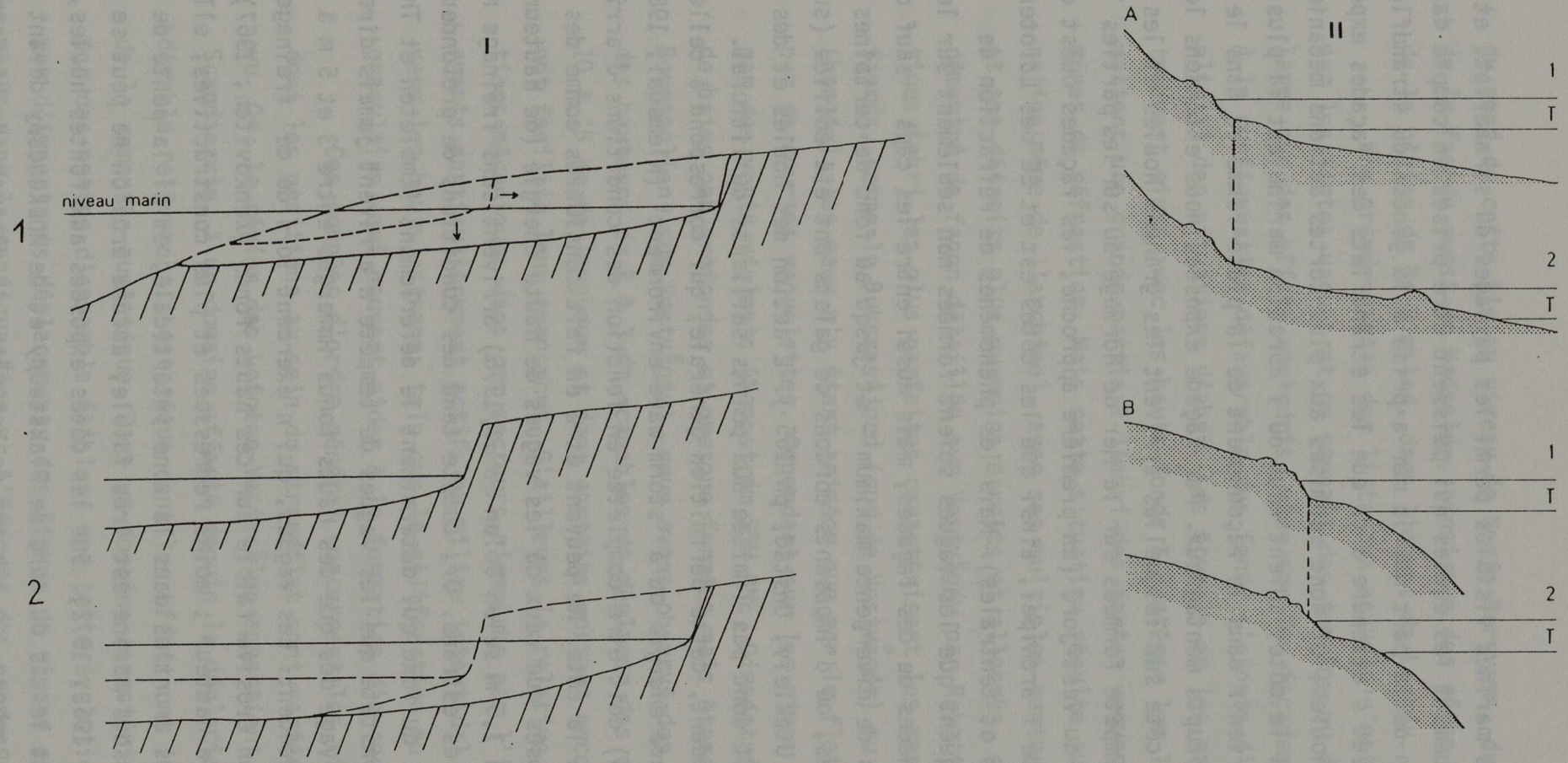


Figure 200 : Action des vagues au rivage.

I : Développement des plates-formes d'abrasion marine, selon Bradley (1958).
1: en régine stable; 2: en régime transgressif

II: Effet d'une régression sur les plages sédimentaires, d'après Møller et Sollid (1972)
A: sur un profil concave
B: sur un profil convexe
1-2 : phases de la régression; T: espace intertidal. Les terrasses sont mieux conservées avec profil concave.

pales formes marines visibles parmi les paysages du strandflat, et ce sont pratiquement les seules qui puissent être prises en compte dans une appréciation de la part que la mer a prise à la genèse du strandflat.

On peut s'attendre à ce que les strandflats des façades exposées aux fortes houles, et donc soumises aux plus fortes actions mécaniques des vagues à la côte, soient ceux où l'abrasion marine est la plus à même d'intervenir dans le façonnement de la plate-forme et dans le recul des abrupts montagneux. Par façade exposée, nous entendons les portions de côte sur lesquelles arrivent les grandes houles et les vagues de tempête formées sur la Mer de Norvège ou sur les parties les plus larges du Vestfjord (en première approche, les façades ouest et nord-ouest de l'archipel, ainsi que les côtes est et SE des Lofoten occidentales et centrales). Mais les phénomènes de réfraction de houle expliquent que les vagues soient formées non seulement sur les parties avancées de ces façades, mais aussi entre les caps - sauf dans les secteurs de divergence maximum - et jusqu'au fond de certaines baies peu profondes, où d'imposants cordons de galets ont été édifiés (sur Vestvågøy : Utakleiv, Unstad, ph.165). L'action des houles et des vagues forcées n'est donc pas limitée aux points saillants du littoral.

Cependant, cette définition générale, qui correspond à celle des *côtes de haute énergie* ou à "storm wave environment" (Klemsdal, 1982; Davies, 1980) doit être complétée en fonction des conditions d'arrivée des vagues à la côte. Ne peuvent être en fait considérés comme des rivages exposés que ceux où les vagues de haute énergie (de hauteur supérieure à 1,5 m selon Dolan *et al*, 1975) arrivent sans freinage notable jusque sur les estrans. Or, compte tenu des conditions de profondeur et de profil du fond qui déterminent le déferlement (Embleton et Thomas, 1979), on constate que les vagues de tempête n'arrivent jamais directement au rivage dès que des hauts fonds immergés entre 3 et 5 m à marée haute le précèdent. Les vagues, qui n'exercent lors de ce freinage qu'une action érosive faible sur ces hauts fonds (Zenkovitch, 1967), perdent de la hauteur ; moins redressées et plus constructives, elles arrivent très amorties dans la zone intertidale, et si la pente de la plate-forme sous-marine est très faible, aucune érosion ne peut se produire (King, 1963, 1972). Sur les côtes exposées aux fortes houles, c'est surtout le cas du nord de Flakstadøy et de Moskenesøy devant Fredvang et Ramberg, de l'ouest de Vestvågøy au débouché du Nappstrøm,

du nord de cette île au niveau de Nesje-Borgvær, du nord de Gimsøy, de la façade ouest de Hadseløy, ainsi que des côtes de Gauk-Værøy et de la plaine de Bø-Gimstad, dans l'ouest de Langøy.

Une grande partie des littoraux actuels n'est donc jamais battue par les fortes vagues et ne connaît des tempêtes ou des grandes houles du large que des effets amoindris, même sur les façades les plus exposées. A la configuration défavorable des fonds s'ajoute d'ailleurs la multiplicité des situations d'abri. Les écueils et les groupes d'îlots contribuent ainsi avec les hauts fonds à protéger les littoraux : ils en mettent une grande partie à l'abri des fortes vagues, malgré les phénomènes de réfraction. Mais cette situation résulte surtout de la configuration même de l'archipel, avec ses multiples rentrants, ses fjords et ses détroits plus ou moins étroits et allongés, comme cela a été démontré de façon détaillée sur Vestvågøy par Rabottin (1977). Les situations d'abri les plus parfaites caractérisent les parties internes des fjords, comme le Buksnesfjord (sud de Vestvågøy) ou le Jørgenfjord (Langøy), les eaux n'y étant animées que par le flot et le jusant, et par de courtes vaguelettes. Cependant sur les rives des détroits balayés par des vents violents (Nappstrøm SSW NNE, Gimsøstrøm) et sur celles de baies peu profondes et presque fermées mais étendues (Offersøpollen, Borgepollen, sur Vestvågøy), nous avons observé des vagues atteignant des hauteurs de 2 à 3 dm, capables de déplacer des cailloux atteignant 10 à 15 cm de longueur et dont certains portent encore des algues qui ont facilité leur transport. D'ailleurs la relative faiblesse des actions mécaniques dans ces secteurs n'empêche pas l'intervention d'autres agents particulièrement actifs en milieu intertidal et particulièrement vers les hauts estrans, tels que la gélifraction ou la désagrégation granulaire, qui peuvent aider à la formation d'encoches importantes.

Ces données d'ordre général concernent les rivages actuels, dont les positions au sein du strandflat sont variées, nous l'avons vu. Or, la région des Lofoten-Vesterålen appartient, comme toute la Scandinavie, à un domaine affecté depuis la déglaciation par un considérable relèvement isostatique dont les effets ont interféré avec ceux de la remontée eustatique. Dans un domaine caractérisé en grande partie par des pentes d'ensemble faibles, une telle évolution s'est traduite par d'importants déplacements des lignes de rivage et par des changements dans la configuration et l'étendue des nappes d'eau intérieures. Les possibilités de formation des vagues, et les modalités de leur intervention à la côte ont donc fortement varié.

Il est donc nécessaire de prendre en considération cette évolution pour déterminer l'extension de l'aire affectée par les actions littorales, et pour déterminer leurs modalités.

3. Les conditions d'une large répartition et d'une grande variabilité des actions littorales.

a. conditions générales de l'évolution des lignes de rivage

Comme en témoigne la large répartition des modelés et des dépôts glaciaires jusque sur les parties externes du strandflat, les côtes des Lofoten-Vesterålen appartiennent pour l'essentiel à la catégorie des côtes "primaires" de Shepard (1976), c'est à dire celles où les formes de la frange littorale paraissent, en première analyse, héritées de processus autres que les processus marins (Klemsdal, 1982). Ce rattachement s'appuie sur le fait, d'ailleurs admis par de nombreux auteurs et attesté dans la majeure partie de l'archipel(Peulvast, 1982, et chapitre V), que les formes étaient déjà fixées dans leurs grandes lignes et plus ou moins fortement marquées par l'action de la glace lorsque l'inlandsis weichselien a évacué la région. Le problème de l'origine même du strandflat, qui fait précisément l'objet de ce chapitre, n'est pas pour autant résolu, mais cette constatation nous permet d'affirmer que le cadre topographique dans lequel sont inscrits les seuls rivages identifiables de la région, ceux du Tardiglaciaire et de l'Holocène, n'a que peu varié pendant une période de 14000 ans. Aussi l'importance des déplacements du rivage et les variations des dynamiques littorales qui les accompagnent sont elles conditionnées par une configuration en très grande partie hérité des périodes antérieures.

Nous avons déjà exposé (chapitre III, p.) les grandes lignes de l'évolution glacio-isostatique et eustatique tardi- et post-glaciaire dans la région des Lofoten-Vesterålen. Cette évolution a été reconstituée grâce aux traces que les différentes positions du rivage ont laissées, sous la forme de plages ou de cordons de galets soulevés, d'anciens deltas, mais aussi de falaises mortes (par exemple celle de Flesa, dans l'ouest de Vestvågøy: ph. 189), d'encoches plus modestes ou d'anciennes plates-formes d'abrasion, le plus souvent imparfaites et identifiables

par des modelés de chicots et de couloirs plus ou moins colonisés par la végétation (par exemple, à Kangeruren, sur la façade SE de Vestvågøy : ph.190). Leurs altitudes ont été mesurées au moyen d'un baraomètre anéroïde de précision, selon les méthodes exposées par Møller et Sollid (1972). Le niveau de reférence est celui de la limite supérieure de Fucus vesiculosus qui, selon les auteurs, se situe à 22 $\pm$ 9cm au-dessus du niveau moyen de la mer dans les secteurs internes, à 35 $\pm$ 10 cm dans les secteurs externes.

L'altitude des formes est définie compte tenu de ce que les rivages présentent des profils plus ou moins complexes, tels qu'il est parfois difficile d'identifier les niveaux marins correspondants. Ainsi, les anciens *littoraux rocheux* sont caractérisés par une rupture de pente interne et une terrasse proche du niveau moyen de marée ($\pm$ 0,5 m). Cette terrasse, le lieu d'abrasion maximale selon Guilcher (1954) et Cotton (1963) est qualifiée de "basse terrasse d'abrasion". Une autre terrasse en pente plus douce peut lui être associée, à 1,8 $\pm$ 0,4 m plus haut ph. 211); souvent herbeuse elle n'est atteinte par la mer que lors des tempêtes, et elle entaille surtout des roches préalablement ameublies (Cotton, 1963). Sont également utiles dans l'identification des anciens rivages les rares *deltas*, dont le bord externe se situe à 1,5 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Les traits les plus proéminents sont souvent les *cordons de galets* et les *crêtes de plage*, mais il faut remarquer que sur les plages récentes et actuelles, la hauteur de ces formes varie beaucoup avec l'exposition et la granulométrie du matériel (en général 2,5 $\pm$ 1,3 m au-dessus du niveau moyen, et jusqu'à 4m pour le cordon d'Eggum, dans le nord-ouest de Vestvågøy, en contrebas de la crête non fonctionnelle soulevée à + 6m: fig. 201) .

Les formes construites, que quelques tempêtes peuvent suffire à édifier, à détruire ou à remanier , sont généralement bien mieux développées que les plates-formes d'abrasion et les encoches. Les conditions de conservation des formes littorales sont d'ailleurs fort variables. En régime transgressif, elles tendent simplement à être immergées (Moign, 1974), tandis qu'en régime régressif, les conditions changent selon le profil du rivage (Møller et Sollid, 1972; fig.200). Sur les rivages à profil convexe dont l'exposition et le pente sont favorables à l'action des vagues, les séries de terrasses successives sont fréquemment détruites. A l'inverse , sur les rivages à profil concave et à

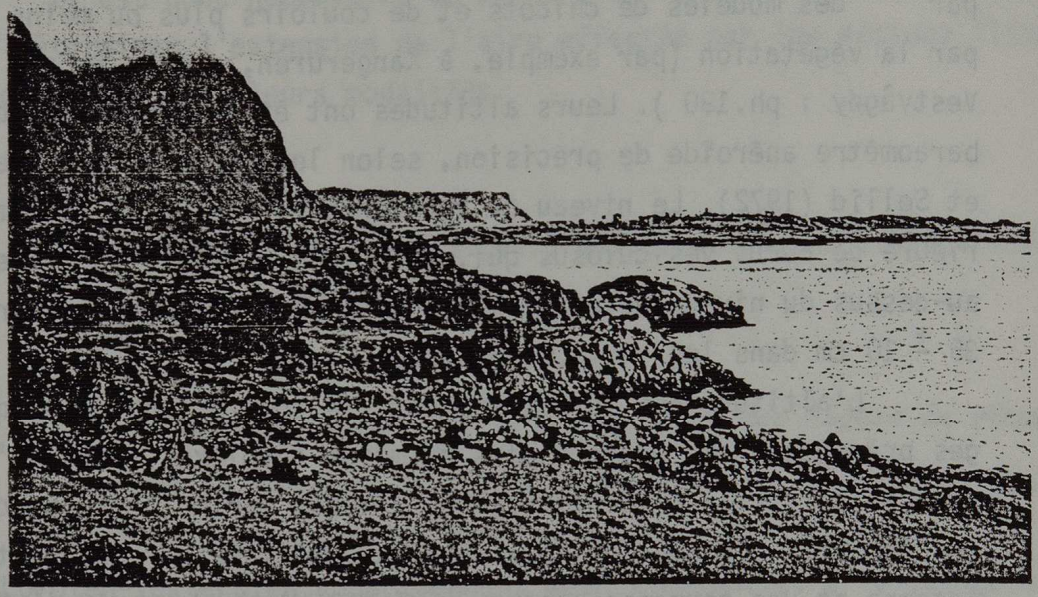


Photo 190 : La plate-forme d'abrasion soulevée de Kangeruren (Vestvågøy).
En fait, ses formes sont extrêmement irrégulières et consistent en une alternance de chicots rocheux et de couloirs de fractures nettoyés par la glace, puis par les vagues.

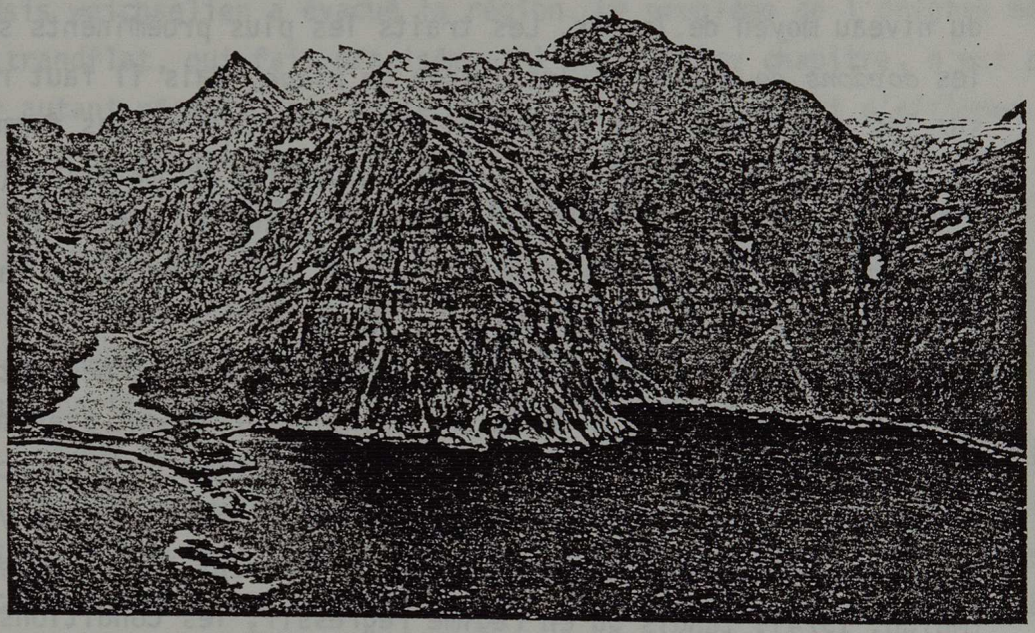


Photo 191 : La paroi ouest du Middagstind-Hermandalstind (Moskenesøy, 1034m).
Grottes marines à la base de l'éperon central, sous de gigantesques parois montrant la stucture stratiforme des migmatites; éboulis et cônes d'avalanches partiellement vifs dans le rentrant voisin. A gauche, la moraine frontale du Hermandal est aménagée par un talus de sapement et des plages soulevées.

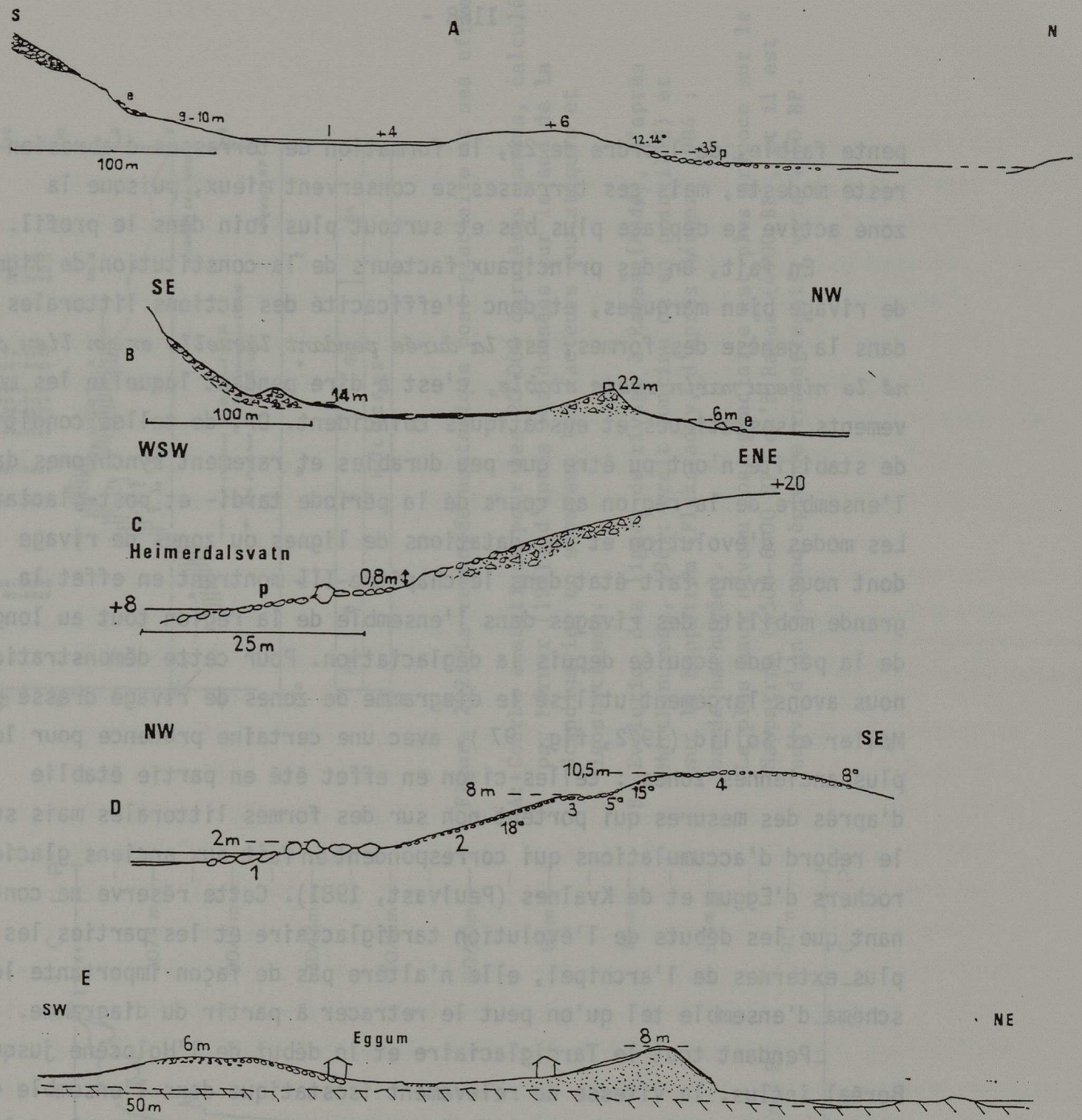


Figure 201 : Rivages soulevés et cordon d'Eggum

A: Profil schématique au droit de la sortie W d'Eggum; présence d'une ligne de rivage peu nette en pied de versant, à 9 - 10m, en arrière d'une petite lagune (I) retenue par un cordon de + 6m; p: pavage de très gros galets (50cm)

B: Profil schématique au droit de la tour d'Eggum, bâtie sur une construction morainique entaillée par une falaise morte sur sa face externe.

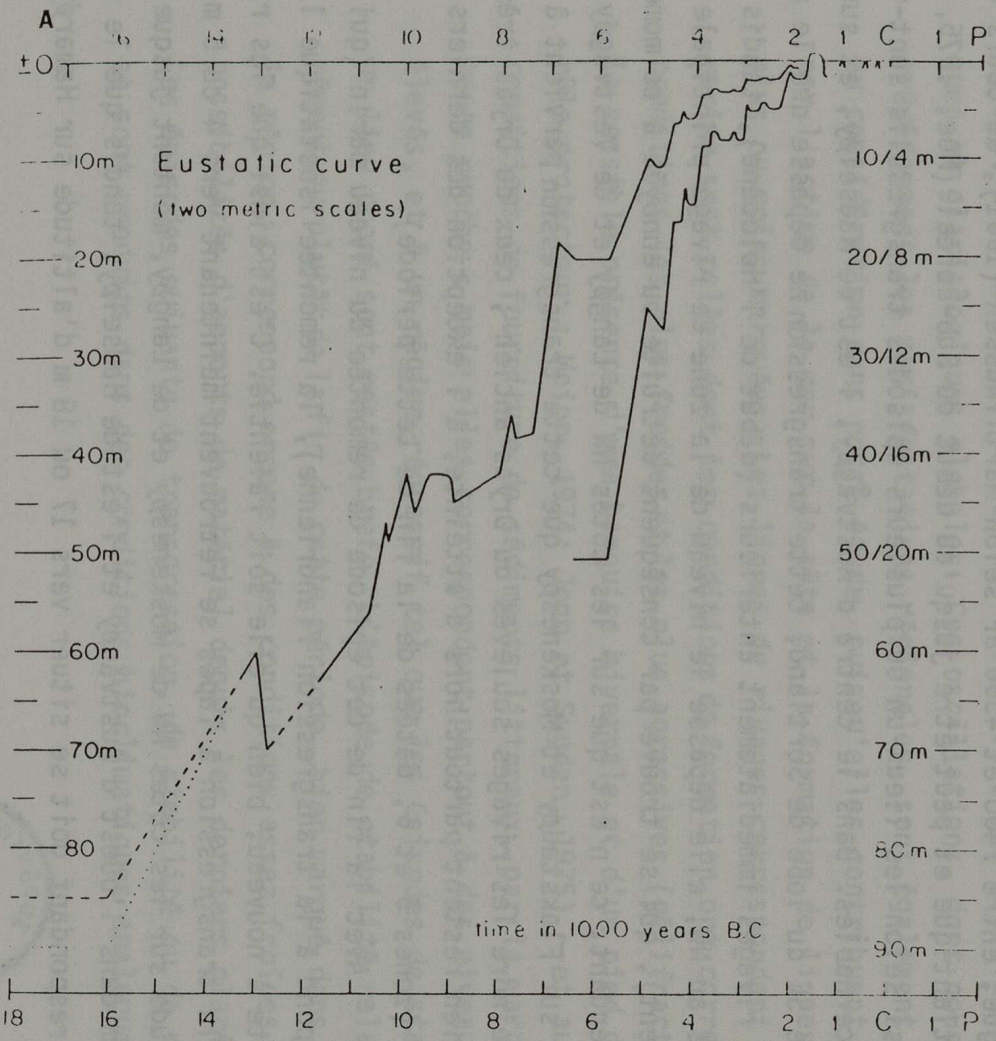
C,D: Rivages autour du Heimerdalsvatn; C: sur la rive NE du lac; pavage de galets (p) et encoche sans doute formés par la mer avant la fermeture du lac.
D: cordon externe; 1; estran à très gros galets (80cm), dominé par "boulders" (2m); 2: galets de 15 cm en moyenne; 3: galets de 30cm en moyenne; 4: galets de 40 cm en moyenne.

E: Cordon dunaire d'Eggum, en avant du cordon de galets et entaillé par une petite falaise.

pente faible, de l'ordre de 2%, la formation de terrasses d'abrasion reste modeste, mais ces terrasses se conservent mieux, puisque la zone active se déplace plus bas et surtout plus loin dans le profil.

En fait, un des principaux facteurs de la constitution de lignes de rivage bien marquées, et donc l'efficacité des actions littorales dans la genèse des formes, est *la durée pendant laquelle en un lieu donné le niveau marin reste stable*, c'est à dire pendant laquelle les mouvements isostatiques et eustatiques coïncident. Or, de telles conditions de stabilité n'ont pu être que peu durables et rarement synchrones dans l'ensemble de la région au cours de la période tardi- et post-glaciaire. Les modes d'évolution et les datations de lignes ou zones de rivage dont nous avons fait état dans le chapitre III montrent en effet la grande mobilité des rivages dans l'ensemble de la région tout au long de la période écoulée depuis la déglaciation. Pour cette démonstration, nous avons largement utilisé le diagramme de zones de rivage dressé par Møller et Sollid (1972, fig. 97), avec une certaine prudence pour les plus anciennes zones : celles-ci on en effet été en partie établie d'après des mesures qui portent non sur des formes littorales mais sur le rebord d'accumulations qui correspondent en fait aux anciens glaciers rochers d'Eggum et de Kvalnes (Peulvast, 1981). Cette réserve ne concernant que les débuts de l'évolution tardiglaciaire et les parties les plus externes de l'archipel, elle n'altère pas de façon importante le schéma d'ensemble tel qu'on peut le retracer à partir du diagramme.

Pendant tout le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène jusqu'au Boréal inclus, la vitesse de relèvement isostatique dans l'ensemble de la région est telle qu'un régime régressif prévaut partout, malgré l'accélération momentanée de la remontée eustatique lors des interstades de Bølling et d'Allerød (Mörner, 1971, fig. 202). En outre, jusque vers 13000 BP, la mer reste gelée pratiquement toute l'année, ce qui exclut la possibilité d'actions littorales importantes (Jansen *et al*, 1983). De courtes phases de coïncidence entre les rythmes des deux remontées peuvent cependant intervenir, dans les régions externes se relevant déjà plus doucement, puis dans les régions de plus en plus internes, après une phase initiale de relèvement rapide. C'est ainsi que dans l'est de l'archipel, une des lignes de rivage les plus marquées (plates-formes d'abrasion, cordons de galets : "Main shore zone" est la ligne S9, correspondant au Dryas récent selon Møller et Sollid (1972). Il est possible que des épisodes transgressifs aient affecté les régions les plus externes



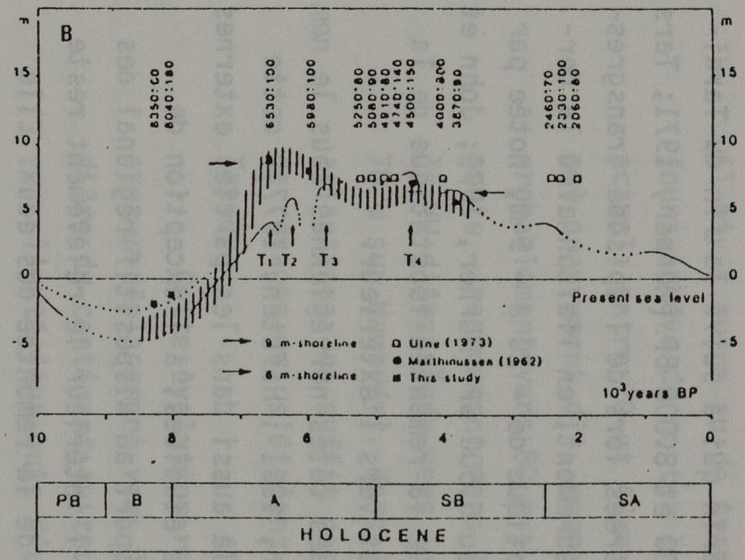


Figure 202: La remontée eustatique post-glaciaire et ses effets

A: Courbe eustatique pour les 20 000 dernières années, calculée par Mørner (1971) d'après les données sur le sud de la Scandinavie, en séparant les facteurs eustatiques et isostatiques.

B: Evolution des lignes de rivage à Ramså (Andøy, d'après Marthinussen, 1961: trait continu ou en pointillé) et sur le Nappstrøm (Flakstadøy, d'après Mørner, 1984 : bande hachurée).
Le plus haut niveau post-glaciaire est plus précoce sur le Nappstrøm (6500-6000 BP) qu'à Ramså (4500 BP), et il est suivi d'un second épisode transgressif vers 4500 BP.

lors de la rapide remontée du niveau marin qui a suivi la fin du Tardiglaciaire, de - 60 à - 20 m entre 10.000 et 8.000 BP. (Mörner, 1971; Ters, 1973). Mais leurs traces ont été oblitérées lors de l'épisode transgressif principal qui s'est produit ultérieurement, en liaison avec la dernière accélération de la remontée eustatique de - 20 à - 5 m, notée par tous les auteurs entre 7.800 et 7.000 ou 6.500 BP (Mörner, 1971; John et Sugden, 1975; fig. 202), alors même que la remontée isostatique de la région était déjà très ralentie, surtout vers l'extérieur.

Comme sur les parties externes des côtes norvégiennes sous le nom de *"trangression à Tapes"* (Marthinussen, 1961 ; Hafsten, 1977), cette transgression est surtout caractérisée là aussi dans les parties externes de l'archipel (c'est à dire les parties étudiées, à l'exception de Hamarøy, nettement plus interne par rapport au dispositif régional des isobases : fig. 93), alors que plus à l'intérieur le relèvement reste assez rapide pour compenser et au-delà de la remontée des eaux. Elle n'est pas synchrone partout : compliquée par un ralentissement de la remontée plus lente du niveau des océans jusqu'aux cotes + 1 ou + 3m vers 4.000 ou 5.000 BP (Mörner, 1971), elle s'étale sur une période assez longue, entre 7400 et 4500 BP selon Marthinussen (1961), au cours de l'Atlantique et peut-être jusqu'au début du Sub-Boréal (Moe, 1975. Aussi selon les lieux un ou plusieurs épisodes transgressifs sont-ils discernables. Dans le centre d'Austvågøy, l'est de Hadseløy, et sur la côte SE du lobe de Sortland, cette transgression ne dépasse que le niveau des rivages immédiatement antérieurs (début de l'Holocène), tandis que plus au NW, elle dépasse le niveau de la zone de rivage principale (Dryas récent), qui se trouve par conséquent détruite ou ennoyée à ce moment. Cependant, ce n'est que sur les côtes NW de Langøy et de Vestvågøy, ainsi que sur Flakstadøy et Moskenesøy que cette transgression parvient à atteindre les rivages soulevés du Dryas ancien ; ceux du Dryas très ancien restent partout hors d'atteinte, à l'exception des derniers d'entre eux (zones 5 et 6, datées de la fin de cette période).

Avec la fin de cet épisode de remontée du niveau marin (qui correspond à la transgression flandrienne), la remontée isostatique l'emporte à nouveau, bien qu'elle soit ralentie. C'est ainsi que les rivages de la transgression à Tapes se retrouvent maintenant vers 4 ou 5 m d'altitude sur les côtes NW de Moskenesøy et de Langøy, montent jusque vers 10 m dans l'ouest d'Austvågøy et l'est de Hadseløy, tandis que le niveau correspondant doit se situer vers 17 ou 18 m d'altitude sur Hamarøy, où

il n'y à guère eu de transgression. Cette remontée, qui se poursuit toujours, achève de porter les lignes de rivage antérieures à leur niveau actuel, entre 20 et 48 m d'altitude pour la limite marine dans l'archipel proprement dit, comme nous l'avons vu (chapitre III, p.525), et probablement vers 80 m sur Hamarøy; la "Ligne de rivage principale" monte rapidement vers le SE, de 10 à 25 d'altitude, depuis Hadseløy et le NW d'Austvågøy vers le SE de cette île et Hinnøy (elle se trouve vers 70 m sur Hamarøy). Vers le NW, ce régime régressif établi depuis la période atlantique ne suffit cependant pas à faire émerger toutes les lignes de rivages qui s'étaient trouvées ennoyées lors de la Transgression à Tapes.

Cette évolution reflète les vicissitudes du relèvement isostatique, avec un déplacement vers l'intérieur de l'axe de rotation de l'aire bordière du continent au cours de la déglaciaition, suivi d'une migration vers l'extérieur puis d'une stabilisation (Mörner, 1971), et sans doute accompagnée de perturbations locales liées aux épisodes de glaciation de montagne. Mais elle résulte aussi du rythme varié de la remontée du niveau des océans qui, selon le même auteur et d'autres (Gill, 1971) traduisent avec des temps de réponse assez brefs les oscillations climatiques et glaciologiques globales. Ces oscillations, dont nous avons vu précédemment les manisfestations régionales, sont également à prendre en considération dans notre étude, puisqu'elles contribuent à conditionner l'action de la mer sur la côte et la formation de lignes de rivage plus ou moins marquées. Les lignes de rivages correspondant à la limite marine sont celles dont les conditions de formation ont correspondu aux conditions les plus froides et les plus agressives (gélifraction) -malgré la possible présence d'une banquise hivernale et d'un pied de glace au rôle protecteur : Moign, 1974; Jogn et Sugden, 1975) - et aux meilleures conditions de fourniture de sédiments littoraux, par la marge glaciaire toute proche ; mais elles correspondent partout à des niveaux marins élevés, et à un régime régressif tel que les épisodes de stabilité en un lieu donné sont restés brefs. L'épisode de stabilité relative du Dryas récent, ou plutôt de la fin de cette période, bien marqué dans le centre de la région, correspond encore à des conditions assez froides et à des possibilités d'apports de matériel depuis les derniers glaciers locaux. Les épisodes suivants de transgression, de stabilité ou de régression, se sont produits dans des conditions bioclimatiques analogues aux actuelles

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

ou plus clémentes, et l'élément zonal dont l'importance a été soulignée par A.Moign dans les conditions d'élaboration du strandflat, disparaît alors pratiquement.

b. les types d'évolution et l'aire d'intervention des actions littorales.

Le schéma qui vient d'être exposé permet de distinguer à l'intérieur de la région étudiée trois principaux types d'évolution tardi- et post-glaciaire, concernant des bandes NE-SW parallèlement aux isobases de la carte de Møller et Sollid (1972; fig.93).

Tout à fait *à l'extérieur*, une étroite bande correspondant à Moskenesøy, Flakstadøy, et aux franges NW de Vestvågøy et Langøy se situe au-delà de l'isobase 0 de la ligne de rivage principale, ailleurs la mieux marquée. Il s'agit par conséquent d'un domaine où des lignes de rivage sous-marines, datant de la fin du Tardiglaciaire (de la fin du Dryas ancien à celle du Dryas récent) et peut être du Pré-Boréal, peuvent exister et où les actions littorales se sont exercées pendant une brève période en avant du rivage actuel alors que le niveau océanique mondial se situait encore vers - 45 ou - 40 m. Dans cette même bande, la limite marine monte vers le SE de 20 à 32 m selon Møller et Sollid (1972) et les lignes de rivage émergées antérieures à celle de la transgression à Tapes remontent toutes au Tardiglacaire ancien, sinon au Pléniglaciaire (NW de Langøy). Bien que nos propres travaux ne nous permettent pas de confirmer avec certitude l'altitude de la limite marine (Peulvast, 1981), et qu'aucune investigation sous-marine n'ait été menée dans le cadre de cette thèse, il semble de toutes façons que ce soit l'ensemble de la tranche altitudinale correspondant au domaine du strandflat qui ait été concernée par les actions littorales, y compris des plates-formes maintenant immergées à 10 ou 15 m de profondeur ; seules y ont échappé les parties hautes de la dépression intérieure de Langøy. La transgression à Tapes y a été particulièrement importante (de 20 m à 8 m du NW vers le SE) et y a atteint un niveau correspondant à l'étage intermédiaire - ici le principal - du strandflat émergé (5 à 7 m).

En deçà de l'isobase le long de laquelle le rivage actuel coïncide avec celui du Dryas récent, un soulèvement plus important et la prédominance globale d'un régime régressif expliquent qu'aucune ligne de rivage n'ait pu s'établir au-dessous du 0 actuel après la déglacia tion, si ce



n'est peut être lors du Pré-Boréal et du Boréal (Marthinussen, 1961; Moe, 1975). A l'exception des façades nord de Gimsøy et d'Austvågøy et de l'ouest de Hadseløy, où existent des plates-formes très faiblement immergées, il s'agit d'ailleurs d'un domaine où les strandflats sous-marins sont très peu développés. Mais les conditions d'évolution n'y sont pas uniformes. Dans une bande NE-SW englobant Hadseløy et toutes les parties de Langøy, de Vestvågøy et d'Austvågøy non incluses dans la zone externe, un épisode transgressif plus ou moins prolongé et complexe, correspondant à la transgression à Tapes, interrompt l'évolution régressive ; il provoque même l'immersion temporaire de la zone de rivage principale au nord-ouest de son isobase + 10 m (centre de Vestvågøy, de Gimsøy et de Langøy, NW de Hadseløy). A l'intérieur de cet ensemble, la limite marine se tient entre 28 et 36 m d'altitude selon les lieux, ce qui place des parties entières de l'étage supérieur du strandflat hors d'atteinte des actions littorales (reliefs inégaux de la dépression centrale de Vestvågøy). Mais d'une façon générale, ce niveau égale ou dépasse l'altitude du contact entre le strandflat et les versants. Au nord-ouest de l'isobase + 10 m de la zone de rivage du Dryas récent, la seule zone de rivage bien développée est celles de la transgression à Tapes, entre 7 et 40 m d'altitude, ce qui correspond approximativement, comme dans la frange externe, à la partie supérieure de l'étage intermédiaire du strandflat. Dans la bande la plus interne, il s'ajoute à cette zone, dont l'altitude passe de 10 à 15 m, la zone de rivage principale, qui monte plus rapidement vers le SE, de 10 à 30 m, jusque dans un secteur où elle devient la seule qui soit marquée, de façon de plus en plus discontinue (elle a surtout été reconstituée d'après les observations effectuées sur les deltas et les moraines de Hinnøy et sur Andøy). Près de la limite entre les deux domaines, la courbe d'évolution du rivage est analogue à celle qui a été établie à Ramsø, sur Andøy, par Marthinussen (1961, fig.202). Ainsi, c'est l'ensemble du strandflat de ces secteurs qui a été soumis à l'action de la mer, avec deux épisodes importants d'élaboration de formes littorales au niveau de l'étage supérieur et jusqu'au contact avec les reliefs.

Au SE de ce domaine, et plus particulièrement *sur Hamarøy*, l'évolution se caractérise par un régime régressif ayant pu tout au plus être entrecoupé de brefs épisodes de stabilité. Si une aire importante a pu appartenir au domaine littoral (toutes les étendues situées au-dessous de 80 m d'altitude), les conditions d'une morphogénèse efficace n'y

ont guère été remplies. On note d'ailleurs que c'est le secteur où les étagements au sein du strandflat sont dans l'ensemble moins nets, avec les multiples transitions d'une topographie très bosselée de raclage glaciaire.

Les déplacements des rivages et l'extension globale du domaine littoral tels qui ont été décrits ici ne concernent qu'une brève prériode, au cours d'un processus inachevé de relèvement glacio-isostatique et de remontée eustatique suivi d'une stabilisation relative. Il est difficile de prédire les tendances futures de cette évolution, mais à peine plus que de reconstituer les évolutions sans doute plus ou moins semblables qui se sont produites avant le maximum weichselien. Tout au plus peut on avancer sans grand risque de se tromper que les oscillations des rivages au fil des glaciations et des interglaciaires, des stades et des interstades, se sont produites dans la même gamme d'altitudes; mais au cours de l'Eémien, les épisodes transgressifs ont peut être été plus marqués, en liaison avec une amélioration climatique, et donc une remontée du niveau des océans, plus affirmées que celles de l'Holocène. Encore faut-il tenir compte dans ce cas de la réaction isostatique associée à la charge d'eau sur la plate-forme continentale, qui tend à compenser les effets à la côte d'une importante remontée eustatique (Bloom, 1967; Mörner, 1971). Aucune donnée précise ne permet de reconstituer les conditions qui ont régné pendant la plus grande partie du Weichselien et les glaciations antérieures. On peut simplement rappeler qu'au cours des 450 000 dernières années, où des climats froids semblent avoir prédominé (Kellogg, 1980), les niveaux marins sont sans doute restés pour l'essentiel inférieurs à l'actuel (voir aussi la courbe de Vail *et al*, 1977) mais le continent s'est lui-même rarement trouvé complètement libre de glace, ce qui a sans doute provoqué des oscillations des rivages dans la même gamme d'altitudes, à moins qu'il n'ait existé une composante tectonique régionale à long terme des mouvements verticaux de l'écorce terrestre (Mörner, 1981). Seule reste la certitude que les oscillations ont été nombreuses, et qu'elles se sont produites fréquemment dans des ambiances climatiques froides au cours du Quaternaire récent.

Les corrélations approximatives entre les types d'évolution des lignes de rivage et les grands étagements du strandflat suggèrent que le rôle de la mer peut être déterminant dans l'agencement des formes. Il reste cependant à vérifier la place que les formes littorales tien-

nent réellement dans les paysages du strandflat et dans leurs composantes fondamentales, une plate-forme rocheuse et de grands versants montagneux. L'élaboration du strandflat témoigne à la fois d'un processus d'aplanissement et d'un recul des versants d'une ampleur souvent difficile à déterminer. Des modelés glaciaires et des modelés d'altération ont été observés sur une grande partie de la plate-forme et à la base de nombreuses parois, tandis que les formes mêmes de ces dernières reflètent dans de nombreux cas l'intervention exclusive de l'érosion glaciaire et des processus subaériens. Mais ces modelés coexistent fréquemment avec des modelés littoraux actuels ou soulevés à des altitudes variées, qui témoignent d'une action incontestable de la mer en de nombreux points. La répartition de ces marques, leur nature, l'importance de leur contibution à la genèse du paysage du strandflat sont évidemment d'un intérêt direct dans la caractérisation des types morphogéniques, bien qu'elles ne permettent de se faire qu'une idée très incomplète de la gamme des actions antérieures à la dernière glaciation et de la part global que les actions littorales ont prise dans la genèse des formes majeures. En outre, cette analyse n'a de valeur que si l'on distingue *les systèmes de formes littorales qui s'inscrivent dans la roche en place*, à la base des grands versants et sur les plates-formes, *de ceux qui ne font que remanier des matériaux meubles* en grande partie issus des dépôts abandonnés sur le strandflat par les glaciers weichseliens.

B. Modelés littoraux et façonnement de la roche en place

1. Falaises et grandes parois montagneuses

a. les parois plongeantes: situation et configuration

Les parois montagneuses plongeant directement dans la mer correspondent à deux types de situation. Les unes ne dominent aucun strandflat, et ont été indubitablement façonnés par les glaciers : il s'agit des parois de certains fjords profondément surcreusés à l'intérieur même des massifs montagneux élevés (fjords de Moskenesøy, côte ouest du Malnesfjord, dans le nord-ouest de Langøy; une partie des flancs du Higravsfjord, dans le nord d'Austvågøy) et plus rarement sur

leurs bordures (quelques secteurs des rives du Vestfjord sur la côte est de Moskenesoy au sud d'Å et autour de Solbjørneset : pl. 1). Les autres dominent des strandflats immergés ou sillonnés de dépressions surcreusées ou ennoyées. Elles se trouvent principalement sur la façade ouest de l'archipel, où la plupart d'entre elles font face au large (côtes ouest de Moskenesøy , de Flakstadøy et de Vestvågøy principalement ; quelques pointes de la côte ouest de Langøy); mais il en existe également sur les rives N et NW du Vestfjord, où elles dominent les bras de mer du "jardin d'écueils" en plusieurs endroits des côtes sud de Vestvågøy (pourtour du Ballstadfjell, retombées sud de lobes de Mortsund et de Stamsund, Valbergtind, Dalstind) et d'Austvågøy (pied du Vågekallen). Leur hauteur peut dépasser 500 m (Ryten et Fuglekuk, dans le nord de Moskenesøy : 542 et 562 m de verticale).

La plupart de ces parois ont été constamment baignées par la mer depuis la déglaciation. Les seules exceptions concernent quelques pieds de parois de la façade occidentale de l'archipel qui, ennoyées plus profondément qu'actuellement lors de la déglaciation (limite marine entre 20 et 30 m), se sont trouvés émergés lors de l'épisode de régression du Dryas récent. Le profil légèrement concave de quelques bases de versants laisse en effet supposer qu'une baisse de plusieurs mètres du niveau marin a pu placer localement le rivage au niveau du contact avec les plates-formes rocheuses, sinon en avant (par exemple, en avant du Middagstind, sur la côte ouest de Moskenesøy : ph.191). C'est à plus forte raison le cas au pied du Bråsråstind (ph. 1), et celui du promontoire mangéritique du Tussen, sur la façade ouest du massif de Selvåg (Langøy, ph. 86), où un très étroit platier rocheux encombré de blocs éboulés parfois énormes émerge presque à marée basse. A l'inverse, les quelques parois du sud de Vestvågøy et d'Austvågøy qui plongent dans la mer appartiennent au domaine où le niveau marin n'est jamais descendu au-dessous du niveau actuel.

La grosse difficulté dans une étude sur les modalités du façonnement de ces parois réside dans les incertitudes souvent difficiles à lever qui pèsent sur l'identification du mode principal de recul et de raidissement. Certaines d'entre elles, inclinées de 40 à 60°, sont assimilables, nous l'avons vu, à des versants d'entailles glaciaires, particulièrement sur les flancs du Vestfjord, et sur ceux de quelques fjords peu profonds et de baies de la façade NW (façade SW du massif de Napp-Vareid, sur Flakstadøy ; face sud du Væggen et Skolmen, éperons

encadrant la baie d'Unstad, sur Vestvågøy :pl. 1 et 2 ; fig. 25 et 151). Mais cette interprétation est douteuse pour les parois de la façade ouest, souvent très raides (jusqu'à 50 ou 80° sur des hauteurs de 300 à 600 m et plus) et dépourvues de vis à vis ; cependant, les formes de quelques rentrants étroits et peu profonds de la côte ouest de Moskenesøy rappellent celles des cirques glaciaires (par exemple, au pied du Hermandalstind :ph. 191 , ou au pied du Bråsråstind, ph. 1). Il s'agit parfois du prolongement de parois d'auges (par exemple, au NW du Bun esfjord, sur la côte ouest de Moskenesøy : ph. 128). Leurs modelés montrent la même lithodépendance que dans les auges et les cirques, avec les mêmes alternances de ressauts à diaclases courbes dans les roches les plus massives (migmatites, mangérites) et de vires ou de couloirs exploitant les zones fracturées et les grands joints. En dehors de quelques parois verticales, propres à la façade ouest (Ryten et Fuglehuk, dans le nord de Moskenesøy), le façonnement glaciaire et un éventuel sapement marin aboutissent dans ces roches à des formes convergentes, et les hauts de parois sont marqués par la même évolution subaérienne, apparemment lente actuellement ; seules des cicatrices et des traces éparses de chutes récentes y sont visibles, par exemple sur la face NW du promontoire du Skolmen (ph. 192).

b. les parois plongeantes et la mer : des formes de sapement discontinues

C'est surtout à la base des parois qu'il est possible de juger, dans certains cas, de la part que la mer a prise à l'élaboration de parois qui, de toutes façons, ont été en contact avec la glace de façon plus ou moins prolongée. Même sur les côtes les plus exposées, *une partie des parois ne montre pratiquement pas de traces typiques d'une genèse marine*, malgré les possibilités qu'ont les vagues d'arriver directement à la côte. Il s'agit d'une part de parois raides de roches particulièrement massives, le plus souvent à diaclases courbes, sur lesquelles le sapement marin pas plus que l'érosion glaciaire n'ont de prise directe. De tels cas ne se rencontrent en fait que dans la base concave d'étroits promontoires correspondant à des passées dépourvues de fractures et de diaclases, par exemple en quelques points de la base du Skiven et du Stamprevtind, sur Moskenesøy (ph. 128), sur les rives abruptes des principaux fjords de cette île (ph. 124), ou encore à la base de l'énorme

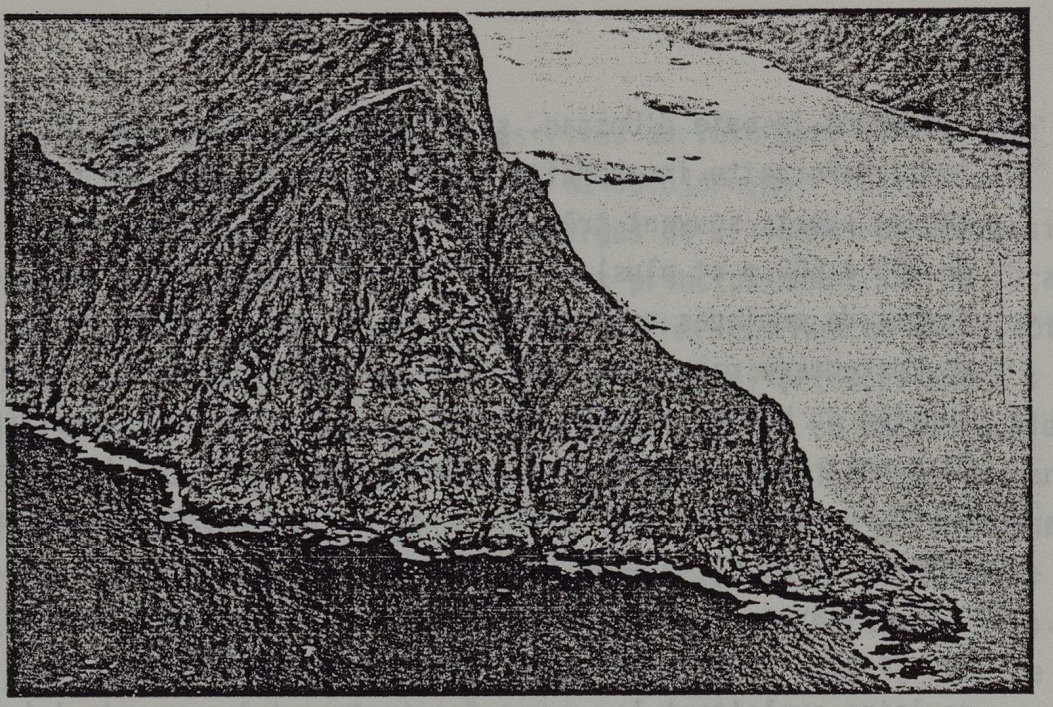


Photo 192 : La face NW du Skolmen (massif d'Eggum, Vestvågøy).

A droite, le Steinsfjord. Parois mangéritique haute de 600m, à la base de laquelle les vagues excavent ou nettoient de courts couloirs de fractures. Remarquer la cicatrice laissée par une chute de blocs récentes, depuis le haut de la paroi.

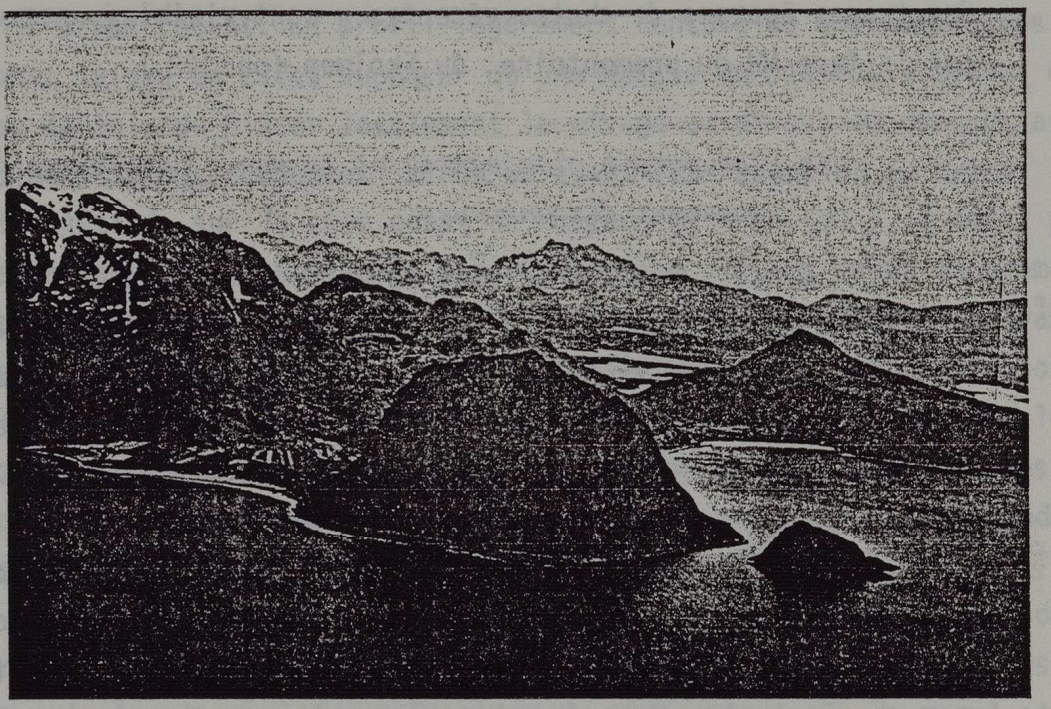


Photo 193: Le Vaeggen et Utakleiv (façade ouest de Vestvågøy)
Vus vers l'ESE.

Au dond, le Kangerufjell (732m); à gauche: Himmeltindene (934m); à droite: Holandsmælen (435m). Remarquer l'absence de talus de sapement dans les éboulis à la base du Væggen.

dalle syénitique bombée du Solbjørn, sur le côte est de cette île (600 m, pl. 1). Le processus de sapement et du déblaiement des débris (fragments de dalles courbes) est probablement glaciaire dans les derniers cas, mais il apparaît moins clairement sur la façade occidentale, où l'on constate seulement qu'il n'existe pas non plus d'encoche associée à une ligne de rivage.

On peut cependant mettre en question le rôle de la mer sur ces parois, son action étant très faible sur d'autres pieds de versants partiellement masqués par des éboulis. En effet, les parois de roches moins massives (certaines passées des migmatites de Moskenesøy, les mangérites plus ou moins cataclasées du nord de Flakstadøy et de Vestvågøy) ont alimenté des cônes d'éboulis ou d'avalanches et des tabliers de débris plus ou moins continus dont la base est plus ou moins profondément immergée. Ce cas se rencontre localement sur la côte ouest de Moskenesøy, par exemple au pied du Hermansdaltind (ph.191), dans le nord de Flakstadøy entre Vareid et Vikten, et plus rarement sur la côte NW de Vestvågøy, où la base des éboulis est souvent proche du 0 actuel. Ainsi, le curieux relief pyramidal du Vaeggen, à l'ouest d'Utakleiv, est bordé sur ses trois faces par des éboulis à éléments grossiers (de quelques dm à plusieurs mètres) dont la base repose sur un fond rocheux faiblement immergé (ph. 193 et fig.25). Sur la face ouest, en face du "nyk" ou petit relief résiduel du Tåen(120m), une plage de galets bien roulés s'incline doucement entre 10 et 3 m d'altitude en remaniant la base de l'éboulis ; elle est elle-même partiellement recouverte par des blocs anguleux épars qui ont roulé depuis le tablier légèrement sapé après l'évacuation de sa base par la mer (fig. 203). Cette plage probablement façonnée lors de la transgression à Tapes témoigne d'un remaniement de la base de l'éboulis assez exceptionnel dans ce type de versant plongeant dans la mer : elle le doit sans doute au fait que la configuration locale du fond, alors immergé entre 3 et 8 m de profondeur, a permis le déferlement des vagues de tempêtes sur l'estran lui-même. Tel n'est pas le cas actuellement, avec des hauts fonds tels que, sur la plage située en contrebas, les vagues freinées sont incapables de mobiliser les gros blocs de la base de l'éboulis. En effet, cette plage ne présente que des éléments grossiers (plusieurs dm) aux angles et aux arêtes émoussés, dépassant d'un mince placage sableux issu du remaniement de la matrice. A l'inverse, sur la face NW, un remaniement en galets se produit

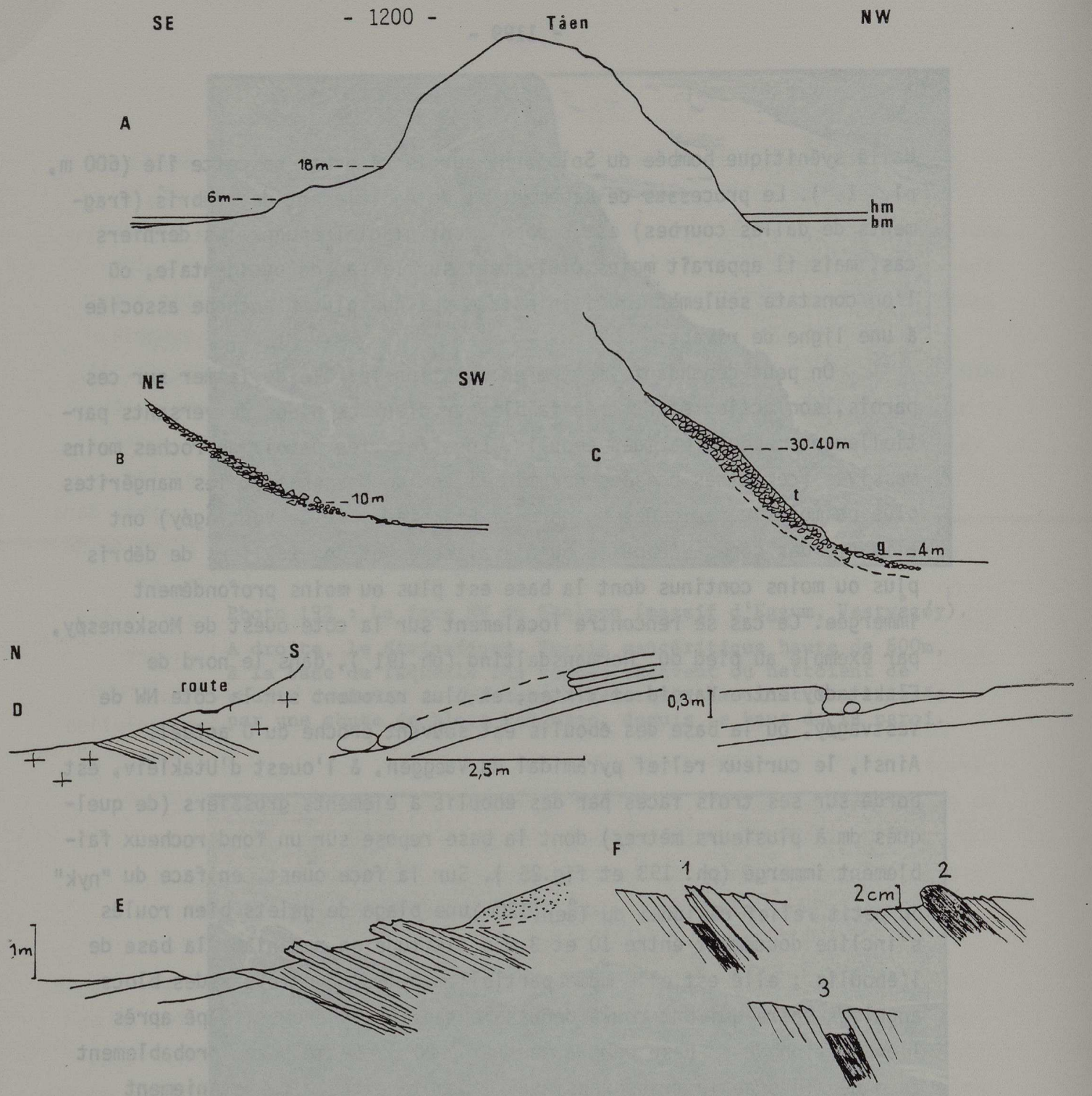


Figure 203 : Modelés littoraux autour de Tåen et du Væggen (façade NW de Vestvågøy)

A: banquettes rocheuses du Tåen (sur la face interne del'îlot).

B: éboulis reposant sur une plage soulevée à galets, sur la face SW du Væggen

C: éboulis recoupé par un talus de sapement (t) à l'angle NW du Væggen ; à la base: plage de galets recoupant l'éboulis.

D: exploitation d'une passée feuilletée dans les mangérites et modelés de détail des estrans sur mangérites massives 'encoches et marmites façonnées dans les cicatrices de détachement de diaclases courbes (rive N du Væggen)

E,F: exploitation de ces roches feuilletées et des lits basqiues, sur l'estran (F1: débit en feuillets; F2: lit compact; F3: détachement d'un caillou).

toujours actuellement, et un sapement associé à la transgression à Tapes a même provoqué la formation d'une pente de 42 ou 45° au-dessous de 30 à 40 m d'altitude (fig.203). Sur la face sud du Væggen, ces dispositifs disparaissent progressivement vers l'est, sans que la profondeur change: l'éboulis incliné à 32° plonge dans l'eau sans encoche notable, l'estran n'étant matérialisé que par les fucus qui s'accrochent aux blocs anguleux en openwork. Il est vrai que ce versant sud est aussi la paroi d'un fjord peu profond (fig. 25), et qu'il est moins directement exposé aux fortes vagues que la face NW ; la même remarque s'applique aux éboulis qui plongent dans le Steinsfjord, sur la retombée sud du Skolmen (fig. 151), et à ceux qui s'ennoient dans la baie de Flakstad sur la retombée SW du massif de Napp.

D'une façon générale, le remaniement marin des éboulis à éléments grossiers plongeant en eau plus ou moins profonde paraît faible, sinon inexistant : conformément aux remarques de Zenkovitch (1967, p. 314) et de John et Sugden (1975) leur présence, qui témoigne d'une évolution subaérienne semblable à celle des parois d'auges glaciaires, tend plutôt à protéger la base des parois rocheuses vis à vis des actions marines. L'évolution de ces parois paraît donc bloquée ou ralentie du fait de l'absence d'évacuation de débris trop abondants et trop grossiers reposant sur des plates-formes immergées (mais assez peu profondes pour que le sommet des éboulis soit émergé). Ainsi, au pied du Tussen, sur Langøy, les vagues viennent se briser contre des blocs de 1 à 15 m de côté dont les plus petits sont à peine émoussés ; ces blocs sont tombés au pied d'une courte paroi qui, façonnée à la faveur de l'exploitation d'un système de joints inclinés à 30 ou 40° vers l'extérieur, ne mérite que très localement le nom de falaise (ph. 103) Un peu plus au sud-ouest, la base concave du versant SW du Bufjell à Sandvikneset offre le même spectacle, à l'exception d'un éperon qui, non revêtu d'éboulis, montre quelques couloirs nettoyés par les vagues et une ébauche d'encoche associée à la formation d'une plate-forme d'abrasion étroite et hérissée de chicots (ph. 194). Entre la plage de Sandvik et cet éperon aux formes analogues à celles des "nyk" mangéritiques, la corniche gabbroïque du Bufjell a alimenté un éboulis à gros blocs reposant sur l'étroite plate-forme faiblement immergée qui borde toute la baie. Sur l'estran, et jusqu'à 3 ou 4 m au-dessus de la limite des fucus, ces blocs apparaissent sains et bien émoussés, sinon roulés : seule la taille de ces éléments jointifs ou partiellement superposés (médiane vers 1 m; jusqu'à 2 ou 3m de grand axe) fait hésiter à parler de galets. Comme au pied du Tussen,

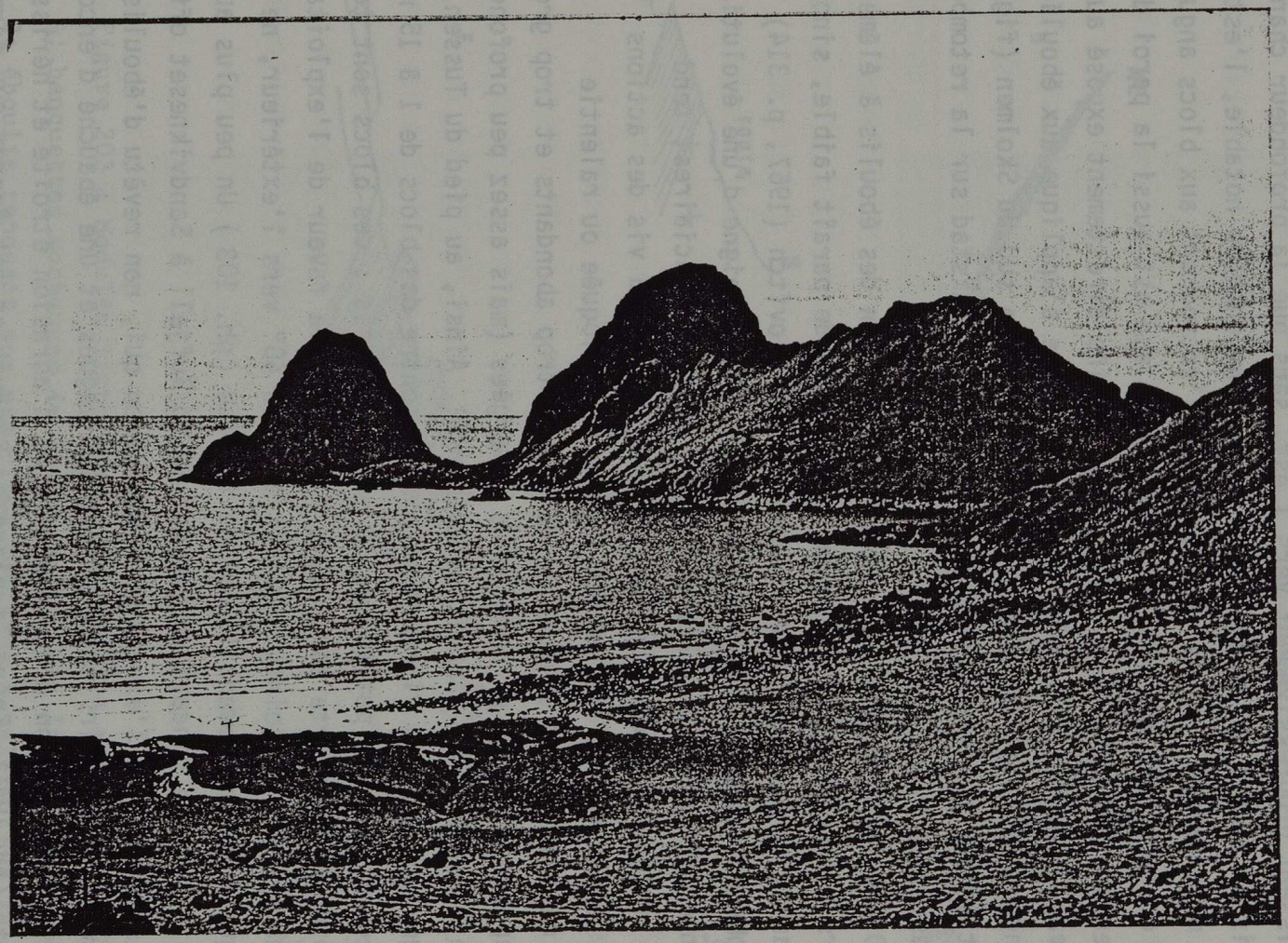


Photo 194 : Sandvik et Engenyken (côte ouest du massif de Selvåg, Langøy ouest).

"Nykker" mangéritiques en avant du Bufjell gabbroïque; des traces de sapement marin sont localement visibles à la base de leurs parois; à droite: "plage" à blocs de gabbro fortement émoussés, remaniant la base de l'éboulis; au premier plan : plage et dunes sableuses ennoyant partiellement les formations à blocs.

ce secteur est exposé à l'action de hautes vagues lors des tempêtes d'ouest (nous avons observé des épaves rejetées à plus de 4 m au-dessus de la limite des fucus lors d'une des tempêtes de Juin 1975); il connaît des conditions analogues à celles de l'ouest de Traenlandet, où Oxaal (1913-1914) signale le déplacement de blocs de 2m d'épaisseur et de 100 à 130 t lors de fortes tempêtes. Mais ces mécanismes ne permettent pas la formation d'une encoche dans les éboulis qui sont dans leur plus grande partie fixés et colonisés par la végétation ; a fortiori la roche en place qu'ils masquent est-elle épargnée.

La faible pente de l'estran à la base du Bufjell correspond à sa situation à la base même de l'éboulis, là où les blocs sont les plus gros. Les rares encoches observées dans les éboulis, comme celle du flanc ouest du Væggen, ou encore celle que l'on observe sur quelques dizaines de mètres de longueur juste à l'est de la falaise de Klevneset, près d'Eggum (fig. 163) sont d'ailleurs entaillées dans leurs parties distales. En effet, le remaniement s'y traduit par l'étalement des matériaux les moins grossiers sur une pente plus faible, sans que le sapement n'y remette en cause l'équilibre de l'accumulation. Les parois plongeantes susceptibles de fournir des débris, et qui en ont surtout fourni au Tardiglaciaire, avant la transgression à Tapes, n'ont donc pas pu subir de sapement littoral prolongé depuis la déglaciation, et le principal agent d'évacuation des blocs ayant pu autoriser temporairement un tel sapement paraît être le nettoyage des débris grossiers par les glaciers. L'érosion glaciaire, qui s'est également exercée sur les plates-formes, participerait donc beaucoup à la formation de ces "mégafalaises" de roches inégalement massives, même sur les façades exposée où la glace n'a pu être canalisée.

La faiblesse des marques littorales caractéristiques à la base de certains versants est pour une part liée à la pente de ces versants. Ainsi, le rocher mangéritique du Tåen, en avant du Væggen (ph. 193 et fig. 25) présente une paroi NW très raide et dépourvue d'encoche bien qu'elle soit exposée aux plus fortes vagues ; il est vrai que sa forme d'ensemble peut évoquer un profil de falaise, même si le platier se trouve immergé à plusieurs mètres. A l'opposé, dans son versant SE incliné en moyenne à 20°, s'inscrivent une banquette rocheuse située au-dessus de 10 m (niveau tardiglaciaire ancien ?) et une encoche située à la base d'une petite falaise morte entre + 2,5 m et le limite des fucus

(fig. 203); la profondeur est d'ailleurs moins importante de ce côté, et les vagues, réfractées ou forcées par des vents de secteur sud, peuvent déferler sur ces estrans. Ailleurs, là où les parois rocheuses ou les éboulis à gros blocs plongent directement vers des profondeurs supérieures à plusieurs mètres, par des pentes supérieures à 30 ou 35°, les vagues arrivent à la côte sans déferler , en se réfléchissant simplement(King, 1972), ou en s'amortissant dans les multiples anfractuosités et les épaisses couvertures de fucus des éboulis. Les mêmes raisons expliquent l'absence d'encoches dans les quelques parois pourvues de courts éboulis qui plongent dans les dépressions ennoyées du "jardin d'écueils", sur les côtes de Vestvågøy (retombée sud des massifs de Stamsund et de Mortsund) et d'Austvågøy (pied du Vågekallen), leur quasi absence dans le rebord bombé à roches moutonnées du relief gneissique de Flesa, qui prolonge vers le SW le massif de l'Offersøkammen au-dessus de l'Offersøpollen profond de 10 à 20 m (fig. 204), leur absence complète enfin dans les parois des fjords de Moskenesøy. Il est vrai que dans ces cas comme sur la face sud de Væggen , ces versants sont en situation interne et ne sont battus que par des vagues de hauteur modeste.

Il existe cependant de nombreux secteurs où des formes typiquement littorales parviennent à s'inscrire dans la base des grands versants montagneux. Le plus souvent, il s'agit d'*encoches* étroites, irrégulières, façonnées à la faveur des systèmes de joints, de fractures et de diaclases dans les bases des parois où les déferlements sont possibles. Sur le côte ouest de Moskenesøy, certaines de ces encoches existent à la base de parois à diaclases courbes (par exemple , à l'extrémité NW de l'éperon du Stamprevtind : ph. 128); elles résultent du détachement de fragments de dalles courbes grâce aux effets hydropneumatiques des vagues sous les surplombs. L'estran correspond lui-même au revers d'une dalle courbe moins inclinée que celle du haut de versant, voire concave. Une forme du même type existe sur la face sud de la pointe de Klevneset, sur Vestvågøy (pl. 2), à la base d'une paroi d'amphibolites inégalement divisées (fig.205) . Les débris peu abondants fournis par ce type de falaise sont évacués vers le bas sur les dalles plongeant dans l'eau; à Klevneset, les fragments de dalles sont mobilisés par la dérive littorale, roulés et incorporés au cordon de galets d'Unstad, immédiatement au nord de l'éperon. A l'est d'Utakleiv, sur le flanc nord des Himmeltindene, le sapement d'un ressaut à diaclases courbes a provoqué le recoupement du tablier d'éboulis bloqué au sommet de ce ressaut : l'éboulis se termine par un talus partiellement

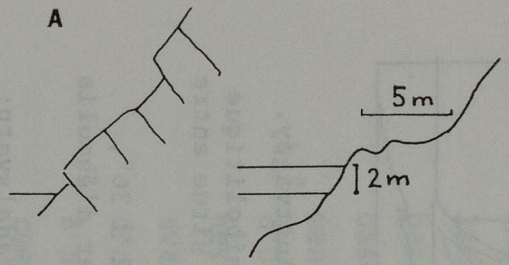


Figure 204 : Rivages soulevés de la pointe de Flesa et du Vikspollen (Vestvågøy).

A: encoches rocheuses dans le flanc sud fortement incliné.

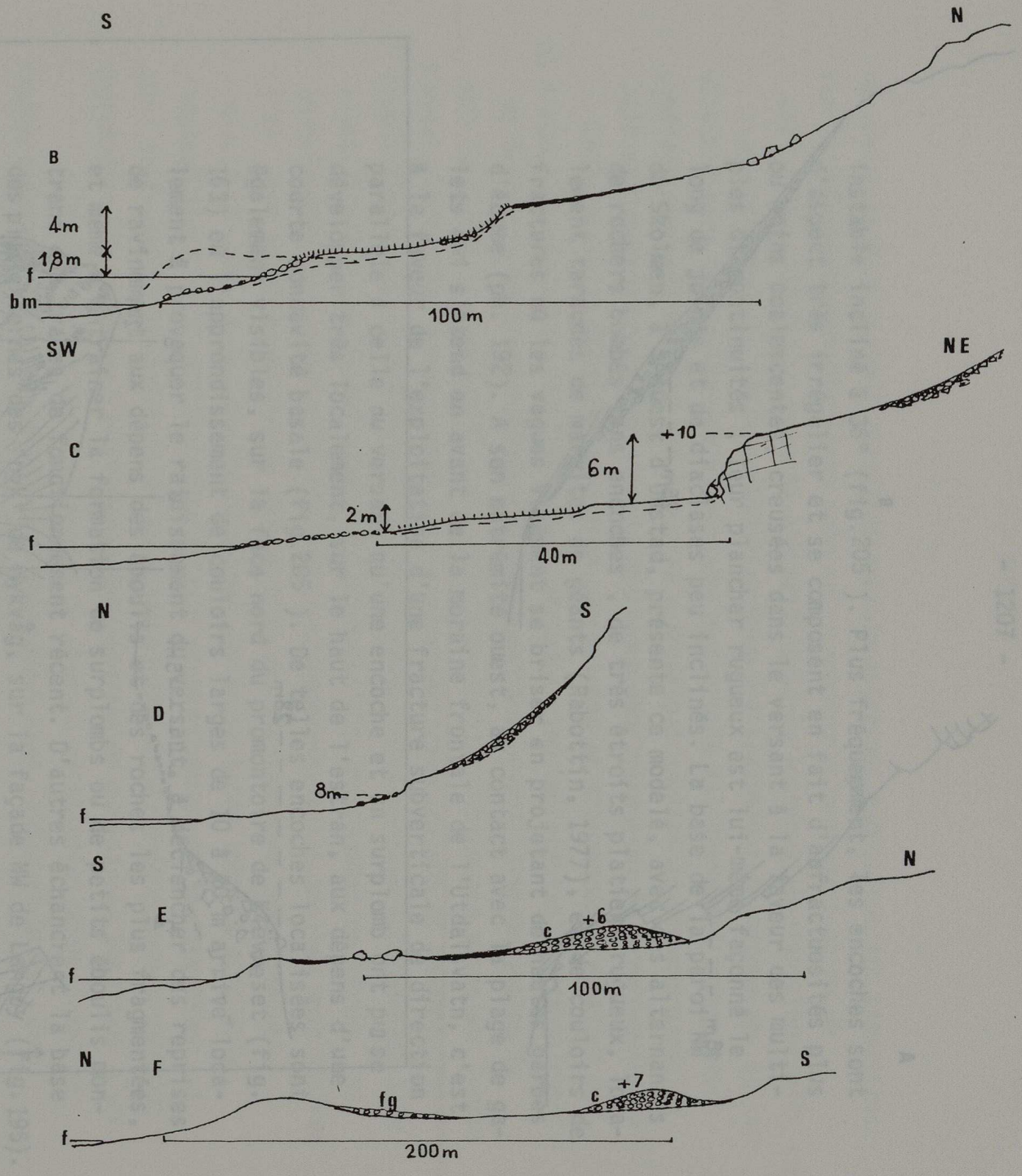
B: encoches de la côte SW de la pointe; f: limite supérieure des fucus; planchers herbeux passant à un revêtement de cailloux et de galets mal roulés, puis à l'estran actuel à moraine délavée.
tireté: profil des éperons rocheux séparant les anciennes anses.

C: falaise morte de Flesa

D: estran rocheux et petite falaise morte au pied du Holandsmaelen (rive SE du Vikspollen).

E: encoche et cordon de galets près des cabanes de Flesa (à l'W du site B).

F: id., sur la côte nord de la pointe de Flesa, en arrière d'un ancien îlot rocheux (Fg: ancienne flèche de galets édifiée à l'arrière de cet îlot).



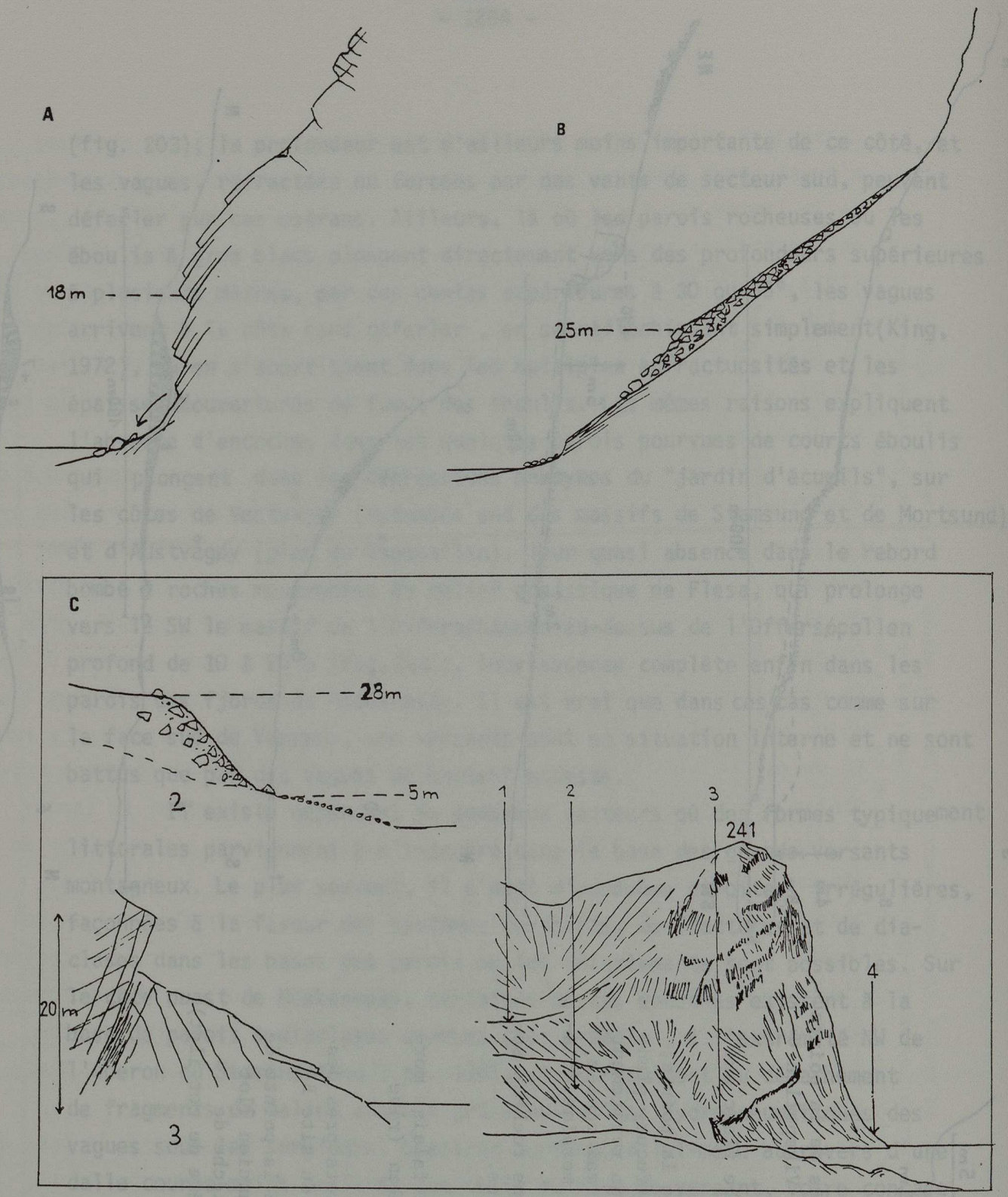


Figure 205 : Falaises et talus de sapement sur la façade NW d'Austvågøy.

A: Face SW de la pointe de Klevneset; sapement d'un abrupt amphibolitique à diaclases courbes ; la limite supérieure de ces actions se situe entre 15 et 20m d'altitude.

B: Flanc nord des Himmeltindene, au NE d'Utakleiv; talus incliné à 36°, recoupant en partie la roche en place, et incisant un tablier d'éboulis à 32°.

C: Rivage sud-ouest de la baie d'Unstad, sous le cirque de l'Utadalsvatn; talus de sapement dans le vallum externe (2) et falaise à surplomb, exploitant un plan de fracture incliné au SSW (3), voisinant avec une concavité rocheuse (4); 1: rempart de névé.

instable incliné à 36° (fig.205). Plus fréquemment, les encoches sont d'aspect très irrégulier et se composent en fait d'anfractuosités plus ou moins coalescentes, creusées dans le versant à la faveur des multiples discontinuités ; leur plancher rugueux est lui-même façonné le long de joints et de diaclases peu inclinés. La base de la paroi NW du Skolmen, à l'ouest d'Unstad, présente ce modelé, avec des alternances de rochers bombés sans encoches , de très étroits platiers rugueux, localement taraudés de marmites de géants (Rabottin, 1977), et de couloirs de fractures où les vagues viennent se briser en projetant de hautes gerbes d'écume (ph. 192). A son extrémité ouest, au contact avec la plage de galets qui s'étend en avant de la moraine frontale de l'Utdalsvatn, c'est à la faveur de l'exploitation d'une fracture subverticale de direction parallèle à celle du versant qu'une encoche et un surplomb ont pu se développer très localement, sur le haut de l'estran, aux dépens d'une courte concavité basale (fig.205). De telles encoches localisées sont également visibles, sur la face nord du promontoire de Klevneset (fig. 163) où l'approndissement de couloirs larges de 10 à 20 m arrive localement à provoquer le raidissement du versant, à déclencher des reprises de ravinement aux dépens des éboulis et des roches les plus fragmentées, et même à entraîner la formation de surplombs ou de petits éboulis montrant des traces de fonctionnement récent. D'autres échancrent la base des plus externes des "nyk" de Nykvåg, sur la façade NW de Langøy (fig.195).

Dans ces divers cas, les couloirs de fractures perpendiculaires ou obliques par rapport au rivage sont d'autant plus longs (jusqu'à 15 ou 20 m) que la pente de la paroi est moins forte. Le plancher des encoches, partout rugueux et hérissé de chicots est également d'autant plus large que cette pente est faible et qu'il coïncide exactement avec la base même des parois. Cette disposition a déjà été mentionnées à la base de Tussen, sur la façade ouest de Langøy. Elle caractérise également une partie de la façade nord du Væggen , à proximité de la plage d'Utakleiv (fig.203), où un estran rocheux correspond aux dalles courbes faiblement inclinées situées à la base de la paroi subverticale, en avant de l'éboulis à très gros blocs. La roche y est nue jusqu'à 4m d'altitude, en dehors de placages herbeux dans quelques fonds de couloirs, à partir de 2,5 m. Le modelé de cette base de versant s'ennoyant doucement vers l'extérieur selon une pente de 8 à 15° est essentiellement glaciaire; quelques gros blocs mangéritiques éboulés ou issus du front

des dalles courbes ont été roulés et constituent des sortes de galets de 40 cm de grand axe en moyenne ; les plus gros restent anguleux. S'il est difficile de parler d'encoche littorale dans ce dispositif, les dalles de mangérite présentent des marques incontestables d'une action des agents littoraux. Il s'agit pour une part d'une altération superficielle sa traduisant par une légère mise en creux des minéraux ferromagnésiens, une mise en relief des filonnets basiques, et un élargissement des diaclases accompagné d'un émoussé des angles et des arêtes. Des vasques remplies par les embruns et par les eaux de pluie sont visibles jusqu'à 2m au-dessus de la limite des fucus, et leur profondeur atteint 2 à 30 cm selon la disposition structurale (fig. 203); les mêmes conditions contrôlent le développement des marmites de géant souvent profondes (jusqu'à 55 cm) qui taraudent les dalles du bas estran. On reste cependant frappé par le caractère mineur de ces formes qui modifient à peine une disposition héritée de la morphogénèse glaciaire ; il s'agit de simples formes de retouche, même dans la passée écrasée, presque schisteuse (éch. 547), de 10 à 20 m de large qui affleurent sur le haut estran avec un faible pendage sud; seuls des chicots dissymétriques de quelques dm de hauteur et quelques formes de déchaussement, ou au contraire d'évidement de lits basiques inégalement fracturés témoignent d'une modeste attaque mécanique de la roche (fig. 203).

Localement, les encoches et les couloirs de fractures sont accentués ou prolongés par *des grottes marines*. Deux d'entre elles ont été décrites par Th. Vogt (1911-1912) sur la côte ouest de Moskenesøy, dans le sud de l'île près de Refsvik et du Smalidal; leur longueur atteint respectivement 110 et 80 m, et le porche de la seconde mesure 30 m de hauteur. Toutes deux se terminent par des fissures remontantes de plus en plus étroites, prolongeant celles qui ont guidé le creusement de la grotte. Des éboulis en masquent plus ou moins l'entrée, mais l'intérieur est à peu près nu, en dehors de quelques débris tombés du plafond, et de dépôts de boue noirâtre. Cette observation est confirmée par Oxaal (1915) , qui attribue de ce fait la formation des grottes marines de Trænlander , plus au sud, aux effets hydropneumatiques des vagues, peut-être assistés par la gélifraction, plutôt qu'à l'abrasion par des débris solides. Nous avons nous-même observé plusieurs de ces grottes en d'autres points de la côte ouest de Moskenesøy, spécialement à la base de l'éperon du Middagstind (ph. 191), et au pied du Bråsråstind, où un porche énorme

exploite des diaclases et des joints redressés à 45° dans des migmatites très massives (ph. 1).

Le développement, l'entretien ou la conservation de tels modelés supposent que des débris - éboulis, cônes d'avalanches - ne soient pas susceptibles de s'accumuler au pied des parois. La relative impuissance des action littorales sur les grands éboulis à éléments grossiers exclut l'hypothèse d'un déblaiement marin des débris au pied de parois sujettes à une forte éboulisation, même, ce qui est le cas sur des littoraux de haute énergie. En fait, l'existence de ces modelés est plus probablement liées à celle de parois de roches massives (murailles verticales de migmatites de la côte ouest de Moskenesøy) présentant en outre des pentes d'ensemble ou des pentes basales (concavités, ressauts et promontoires plus ou moins détachés en avant du versant lui-même) peu favorables à la fourniture et à l'accumulation de quantités importantes de débris. Les éboulis provenant du haut de ces parois se forment entre les promontoires (par exemple, autour de Miggagstind, sur Moskenesøy : ph.191), et l'attaque de la base de ces parois modérement inclinées (face NW du Skolmen, par exemple : ph. 192) et de ces éperons reste sans effet sur les hauts des parois tant qu'elle est limitée à la formation des couloirs de fractures et d'encoches larges de quelques mètres. Il s'agit là d'une situation assez paradoxale si l'on cherche précisément à expliquer par le sapement marin, comme l'on fait J.H.L.Vogt (1907) et Strøm (1948), des parois hautes de 200 à 700 m !

c. des formes de sapement en arrière des strandflats émergés

Les dispositifs précédemment évoqués sont minoritaires. L'existence de larges plates-formes au moins partiellement émergées implique un décalage plus ou moins grand entre la ligne de rivage actuelle et le pied des versants montagneux. Mais la gamme des variations tardi- et post-glaciaires du niveau marin a permis à la mer d'intervenir à la base des versants et sur les plates-formes de la plus grande partie de la région, pendant des durées inégales. Cette constatation, jointe à la brutalité de nombreux contacts entre les versants et le strandflat, permet de rechercher là aussi dans quelle mesure ces formes peuvent s'apparenter à un système de falaises (ou de mégafalaises) dominant des platiers rocheux.

Les formes de sapement marin identifiables dans les bases des parois sont encore plus discontinues et modestes en arrière des strandflats émergés que sur les rivages actuels, bien que leur aire de répartition soit plus large, grâce aux positions variées que les rivages ont occupées depuis la déglaciation. Il s'agit d'encoches de quelques mètres de largeur, ou de systèmes de couloirs de fractures et de chicots organisés en niveaux réguliers sur de faibles distances ; ils entaillent des parois modérement inclinées, et surtout les bases plus ou moins concaves de certains versants. Il peut exister aussi, localement, de véritables falaises et des plates-formes d'abrasion plus larges. Toutes ces formes sont identifiables par analogie avec celles qui sont fonctionnelles, parfois grâce à la présence de galets, plus rarement grâce à des modelés superficiels, d'altération ou d'abrasion semblables à ceux qui ont été décrits à la base du Væggen par exemple : la colonisation par la végétation et l'altération superficielle sous les lichens détruisent en effet rapidement les marques les plus ténues des actions littorales.

Certaines des formes soulevées les plus caractéristiques se situent *à l'intérieur même de l'archipel*, sur les rives de détroits dont les eaux sont encore actuellement agitées. Un des systèmes de falaises mortes et d'encoches les plus caractéristiques entaille la retombée sud et sud-ouest de l'éperon de Flesa, au SW de l'Offersøkammen, sur Vestvågøy (pl. 2 et ph. 189). Son développement, exceptionnel dans l'archipel, tient à une assez forte fracturation des paragneiss partiellement rubanés qui constituent cette lourde croupe raclée (éch. 540: 3 à 8 diaclases par m); de plus, sa retombée sud se trouve dans l'axe du Nappstrøm, sur lequel les vents de secteur sud parviennent à constituer de fortes vagues. Les pentes soutenues du versant sud (8 à 12° et plus) expliquent que les formes soulevées soient situées à faible distance du rivage actuel, d'autant plus que la limite interne du plancher des plus hautes encoches se situe seulement entre 4 et 5 m d'altitude, c'est à dire au niveau atteint ici par la transgression à Tapes (fig. 204). Larges de 15 à 20 m, ces encoches dessinent une série de niches juxtaposées, séparées par de courts éperons rocheux et fermées à l'intérieur par un talus herbeux de 2 à 4 m de hauteur, ancienne falaise émoussée à la base de laquelle gisent quelques blocs anguleux . Leur plancher herbeux est encombré près des cabanes de Flesa par un cordon de galets à éléments émoussés et grossiers (10 à 50 cm de grand axe, médiane : 20 cm) d'origine locale, édifié sur 2,5 m de hauteur et 15 m de largeur en avant d'une partie beaucoup plus

avachie du talus. Le substratum rocheux est lui-même recoupé à l'extérieur, au-dessous de 1,8m, par un talus revêtu de blocs mal roulés, blanchis, puis par l'estran actuel, entaillé dans la roche en place, sillonné de couloirs et hérissé de petits chicots; le sapement en haut de cet étroit estran paraît être moins efficace que celui qui s'est exercé plus haut lors de la transgression à Tapes et qui s'est accompagné d'une puissante mobilisation littorale des débris gneissiques.

Cette impression d'efficacité se retrouve également plus à l'ouest, avec la falaise morte de Flesa, un talus rocheux parfois surplombant, haut de 3 à 8 m, encombré à son pied de blocs éboulés, qui recoupe la base concave du versant ouest de la colline (ph. 237 et fig. 343). La base située à 4 m d'altitude limite une plate-forme herbeuse faiblement inclinée, large de 40 à 50 m qui, revêtue d'un mince placage de galets sur le haut estran actuel, représente incontestablement une plate-forme d'abrasion marine simplement coupée vers le milieu par une microfalaise de 60 cm de hauteur (celle-ci peut représenter une ancienne limite du haut estran, établie lors d'un arrêt dans la régression post-Tapes). Sur le versant nord de la pointe de Flesa, incliné à 20°, seuls des couloirs de fractures de 1 à 3 m de largeur, perpendiculaires au rivage, semblent avoir été déblayés par les vagues, et ce jusqu'à 8 m au-dessus de la limite des fucus. Il est remarquable que ces formes, dont un équivalent existe plus au nord, à la base du versant ouest du Holandsmælen (fig. 343 b) soient associées à un épisode transgressif qui a suffi pour immerger sous 2 à 4 m d'eau les hauts fonds et les écueils qui précèdent actuellement le rivage (ph. 243), et qu'aucune forme de sapement plus élevée ne soit associée aux hauts niveaux instables du Tardi-glaciaire ancien. L'élaboration, qui s'est faite dans des conditions climatiques analogues aux actuelles ou plus clémentes, a été rapide et vite interrompue, dès que les vagues n'ont plus été en mesure de déferler contre la paroi du versant. La falaise apparaît donc comme une simple forme de retouche dans un versant dont les formes sont pour l'essentiel héritées de la dernière glaciation.

Les mêmes remarque s'appliquent à la falaise morte d'yt Barstrand, sur la rive ouest du Gymsøstrøm (pl.10 et ph.195) qui est entaillée en partie dans la banquette de gneiss granulitiques assez fracturés située entre 3 et 25 m d'altitude au pied du Barstrandfjell, et vers le sud dans les éboulis issus de cette montagne, où elle disparaît rapidement. Plus vigoureux dans la roche en place, ce talus haut de 8 à 12 m domine une terrasse

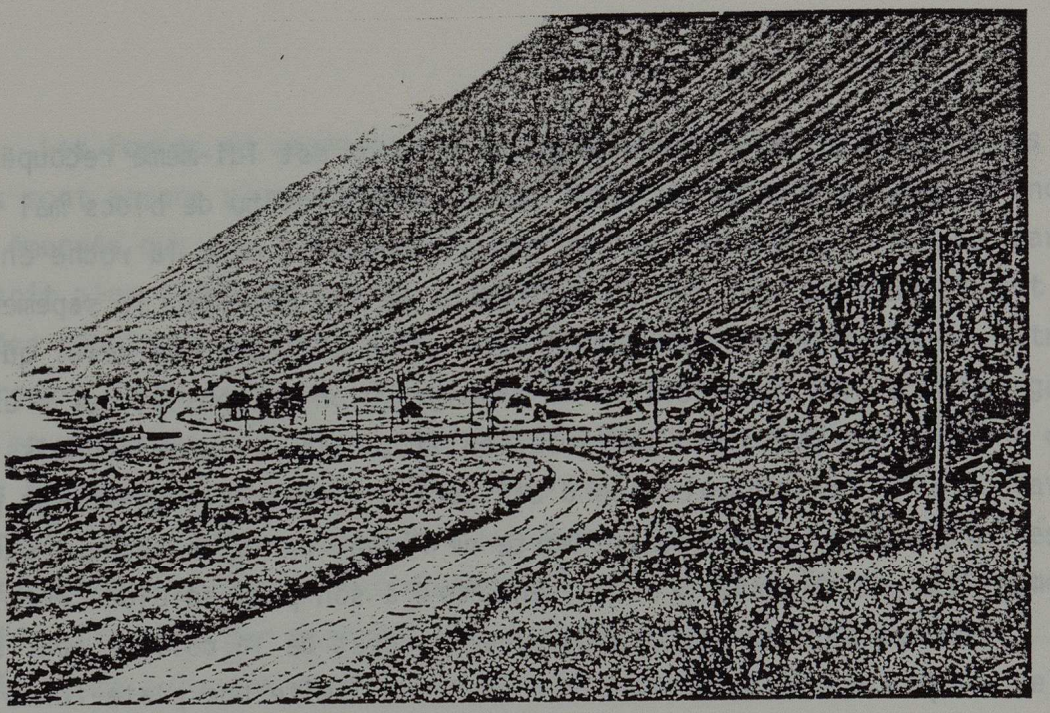


Photo 195: La falaise morte et les parties d'yt Barstrand (côte est de Gimsøy).
Entaillée dans la roche en place (au premier plan), elle s'abaisse puis disparaît à la base des grands tabliers d'éboulis et des cônes de déjection qui lui succèdent vers le sud.



Photo 196 : Les rivages soulevés de Delp et le Matmoderen (789m; nord-ouest d'Austvågøy). Vu vers le sud.
Cordons de galets et talus de sapement peu nets *en avant* de la base des versants. L'emplacement du dépôt de plage représenté sur la figure 197 est indiqué par un astérique.

qui s'incline doucement entre 6 et 4 m d'altitude jusqu'à un rebord assez net sur le court estran actuel et sur le versant de l'ombilic sous-marin du Gimsøstrøm. Là aussi, l'abrasion n'a fait que retoucher une base de versant faiblement incliné en enlevant une mince tranche de roche, et le recul de la falaise n'a pas affecté la morphologie du grand versant, pour l'essentiel fixée avant la transgression à Tapes.

Les autres encoches basales des régions internes sont plus modestes et plus difficilement identifiables. Quelques petites niches au fond encombré d'éboulis existent au pied d'un ressaut situé en avant du versant sud du Husbykollen entre Vasvik et Indbjør, dans le sud de Hadseløy (fig. 191); leur fond est situé à 28 m, et elles pourraient correspondre à la limite marine locale. Elles sont moins probantes que le talus plus continu qui coupe le versant concave du Sandnesås, sorte d'échine précédant la retombée méridionale du massif de Sortland sur le Børøsund en face de Stokmarknes (pl. 3) ; ce talus vertical est entaillé dans les orthogneiss monzonitiques fortement fracturés et sensibles à la désagrégation (éch. 792), et il a alimenté des éboulis qui en masquent généralement la base. Celle-ci se situe vers 12 m d'altitude, ou parfois plus (Rå : + 25 m), au contact avec cette banquette inclinée qui porte elle-même des lignes de rivage plus ou moins bien marquées à + 8m et + 1,5m (fig. 187). Associée à la transgression à Tapes ou à un épisode plus ancien, au cours duquel le Børøsund s'est trouvé notablement plus large qu'actuellement (2,5 à 4 km au lieu de 1,5 à 3 km), cette morphogénèse littorale n'est cependant responsable là encore que de la retouche d'un versant au profil déjà concave lors de la déglaciation, et n'affecte pas la forme d'ensemble des flancs du Børøsund.

La place des encoches littorales identifiables est souvent encore plus discrète *sur les façades externes*. Sur la façade occidentale de l'archipel, elles sont éparses et de faible extension latérale. Sur le versant ouest de l'Offersøkammen (Vestvågøy, fig. 149), seul un surplomb taillé dans la base d'un grand banc incliné proéminent pourrait en tenir lieu, mais un surplomb analogue existe dans le même banc à 300 m d'altitude... D'autres encoches, mieux identifiables, se situent à l'extrémité nord de l'éperon de Delp, sur Austvagøy (pl. 2 et ph. 196), et sur la côte NE de Flakstadøy entre store et lille Sandnes, au nord de Napp. Dans les deux cas, il s'agit de modelés à couloirs de fractures localement garnis de galets (fig. 206) inscrits dans la base des versants modérément inclinées,

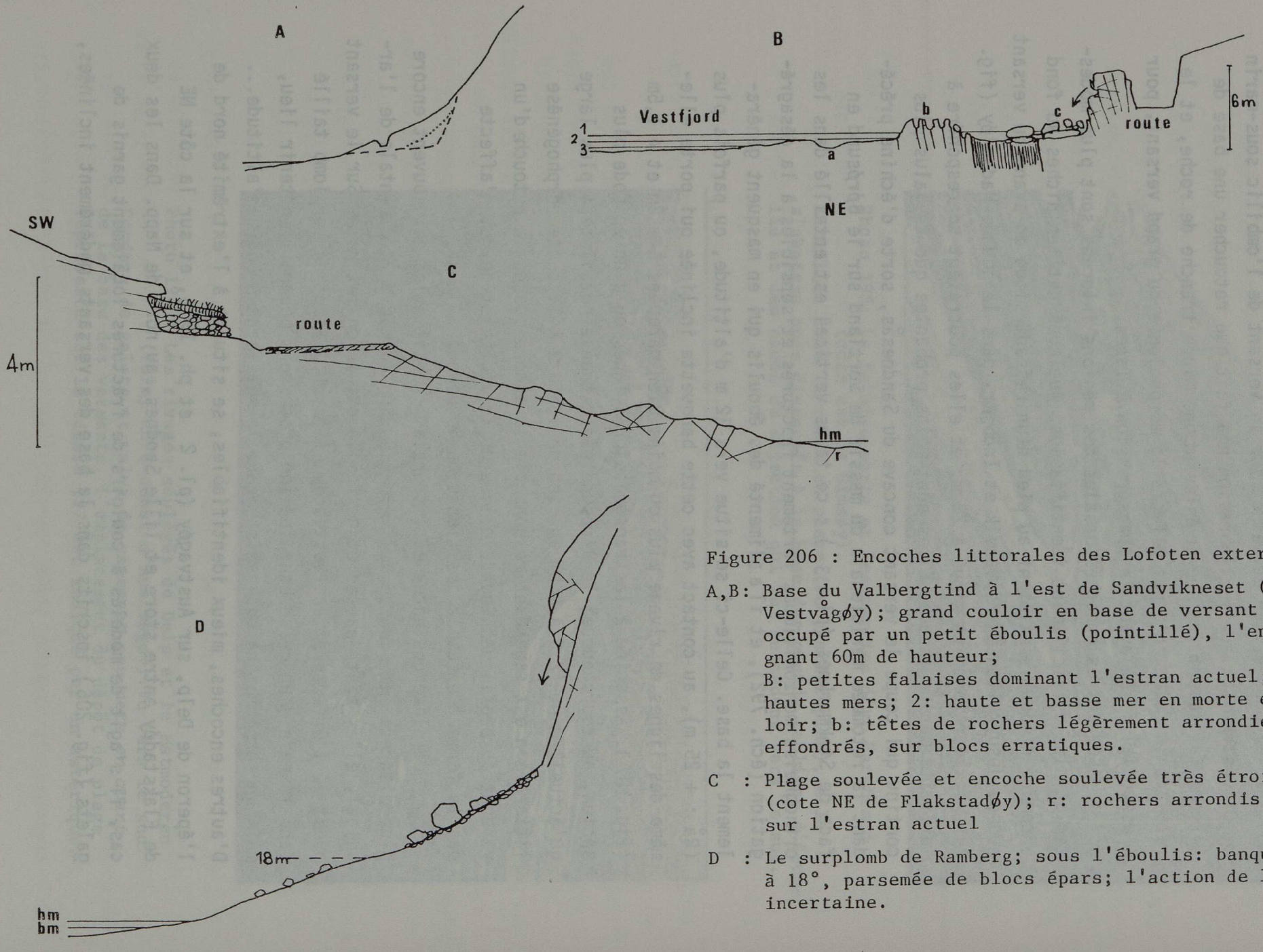


Figure 206 : Encoches littorales des Lofoten externes

A,B: Base du Valbergtind à l'est de Sandvikneset (côte SE de Vestvågøy); grand couloir en base de versant concave (tireté) occupé par un petit éboulis (pointillé), l'ensemble atteignant 60m de hauteur;
B: petites falaises dominant l'estran actuel; 1: les plus hautes mers; 2: haute et basse mer en morte eau; a: couloir; b: têtes de rochers légèrement arrondies; c: blocs effondrés, sur blocs erratiques.

C : Plage soulevée et encoche soulevée très étroite à Elvenes (cote NE de Flakstadøy); r: rochers arrondis, vasques, sur l'estran actuel

D : Le surplomb de Ramberg; sous l'éboulis: banquette inclinée à 18°, parsemée de blocs épars; l'action de la mer est incertaine.

au droit des parties très étroites du strandflat (donc avec un freinage minimal des vagues). A Delp, les encoches et les couloirs entaillent le versant migmatitique sur quelques mètres de largeur jusqu'à des altitudes de 30 à 35 m, ce qui correspond à l'altitude probable de la limite marine (Dryas très ancien). Sur Flakstadøy, ils sont isolés et d'altitude plus basse (4 m, niveau de la transgression à Tapes) : la mer ne semble avoir eu que très peu de prise sur les gneiss pourtant très inégalement divisés qui constituent la base du versant.

La seule forme plus spectaculaire, mais dont l'origine marine est incertaine, est le surplomb de migmatites de Ramberg, situé à la base d'un éperon de 150 m de hauteur sur le flanc ouest de la crête axiale du Flakstadøy (fig. 103 et ph.157). Elle est tout à fait exceptionnelle dans l'archipel, et il n'en existe aucun équivalent dans les entailles glaciaires. En outre, son exposition au NW est compatible avec une arrivée directe des fortes vagues , d'autant plus que l'altitude de l'encoche basale (environ 18 m) correspondrait à un niveau marin tel que l'immersion du strandflat dans l'ensemble de la baie de Ramberg-Fredvang serait largement suffisante pour assurer l'arrivée des plus fortes vagues à la côte sans freinage ni réfraction. Il est fort probable qu'un tel niveau ait été atteint lors de la déglaciation puisque, selon Møller et Sollid (1972), la limite marine se situerait ici vers 25 m; nous n'avons pas trouvé à cette altitude de ligne de rivage idenfiable, mais il existe plus bas une banquette herbeuse, parsemée de quelques galets et surtout de blocs anguleux, qui se prolonge vers 18 m d'altitude au sud de l'éperon. A la base de l'éperon lui-même, nous n'avons pas trouvé de galets ni de marques incontestables de sapement marin, puisque le surplomb, qui avance de près de 10 m, à plus de 50 m au-dessus du niveau actuel, s'est en partie écroulé, et que de très gros blocs masquent l'intérieur de l'encoche (fig. 206). Seule existe donc une forte présomption en faveur d'une formation par sapement littoral, aux dépens d'un éperon particulièrement exposé ; une fissure de décollement en partie ouverte prépare d'ailleurs le futur détachement de la plus grande partie de la masse surplombante.

Les seules autres encoches d'origine marines que nous ayons trouvées en base de paroi se trouvent *sur la façade SE de Vestvågøy,* rarement dans les mangérites (quelques couloirs à la base de la colline de Skotnes, au NE de Ballstad, jusqu'à 8 m d'altitude), plus souvent dans les paragneiss. Ceux-ci affleurent dans la base des parois sud du Valbergtind et du Dalstind (pl. 2 et ph. 186), où des contreforts saillants aux

profils irréguliers ou concaves alternent avec de grands cônes et tabliers d'éboulis. Deux de ces contreforts rocheux, près de Sandvikneset et d'Elveli sont entaillés par d'étroites encoches, essentiellement des systèmes de couloirs et de chicots façonnés le long de fractures obliques ou transversales par rapport au pied de versant. Le plus important des couloirs se trouve sur la face est de la pointe de Sandvikneset ; de direction WNW-ESE, c'est à dire presque perpendiculaire au littoral, il est long de 80m environ, et se trouve entaillé de près de 40 m dans la masse du contrefort à son extrémité intérieure. Large de 40 m et encadré par des parois verticales ou surplombantes aux diaclases élargies, il débouche à 4 m d'altitude au-dessus de l'estran actuel. Celui-ci est entaillé dans la base modérément inclinée (13°) du contrefort et il est lui-même caractérisé par un modelé de couloirs larges de 2 à 10 m, de chicots et de têtes de rochers arrondies tout à fait comparable à ce que l'on observe dans le grand couloir jusqu'à 8 ou 10 m d'altitude (fig. 206). Malheureusement, des éboulis récents empêchent de vérifier sur le fond pentu de ce couloir la présence de galets et de blocs émoussés analogues à ceux qui parsèment la plage située en contrebas de son débouché. L'intervention de la mer dans son façonnement est donc simplement probable, et l'ampleur de sa participation à l'évidement reste incertaine. Au total, le raidissement du versant reste très modeste et localisé, et il est sans effets sur l'évolution des hauts de parois. Il en est de même au pied du Dalstind près d'Elveli, où des galets et des blocs émoussés à demi-délogés apparaissent dans les fonds de couloirs sous une abondante végétation de mousses, d'Empetrum, de fougères et de Betula tortuosa (ph. 246), jusqu'à 9 ou 10 m d'altitude (ce qui correspond ici aussi bien au niveau de la transgression à Tapes qu'à celui de la "zone principale de rivage du Dryas récent"). Mais ici, le contrefort gneissique est échancré, au-dessus de ces couloirs par un étroit replat à limite interne duquel se trouvent un surplomb et une grotte aménagée à la faveur de diaclases subverticales très serrées (ph. 197). Le replat herbeux se trouve à 26 m d'altitude, et le plafond de la grotte à 30 m, ce qui peut correspondre selon le diagramme de Møller et Sollid à la limite marine (début du Dryas très ancien). Mais il faut souligner les dimensions modestes de la grotte (guère plus de 2 m de longueur) et surtout le caractère extrêmement localisé de cette forme et sa très faible participation à l'évolution du versant, un grand versant glaciaire en grande partie pourvu d'éboulis (cf. supra, chapitre V, p. 948, et ph. 186).

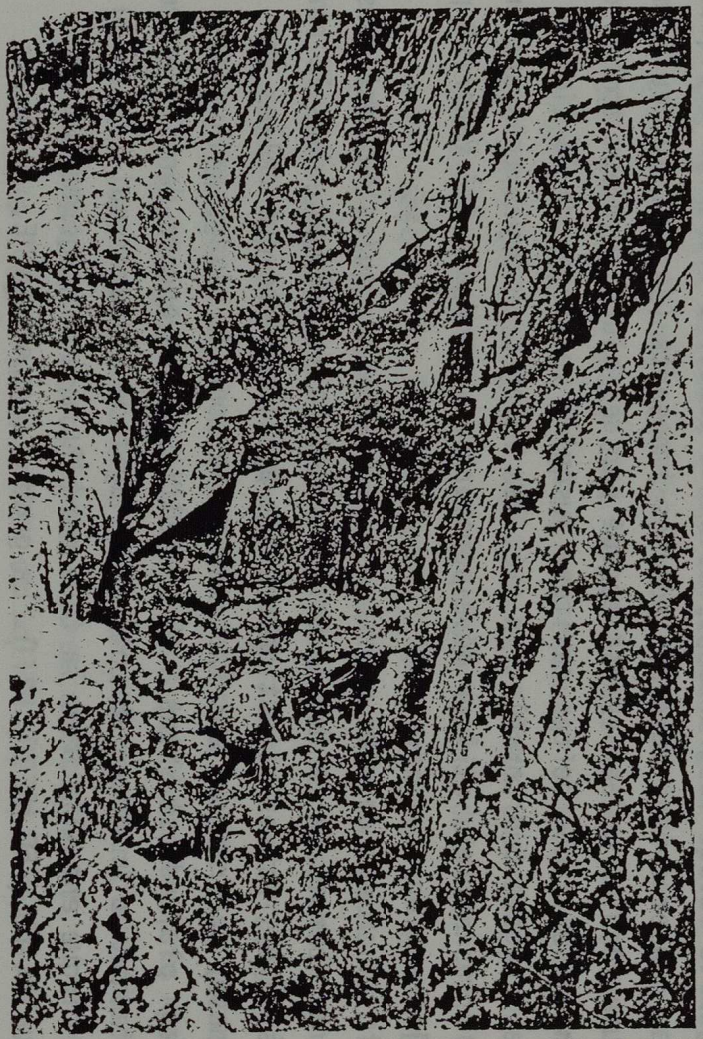
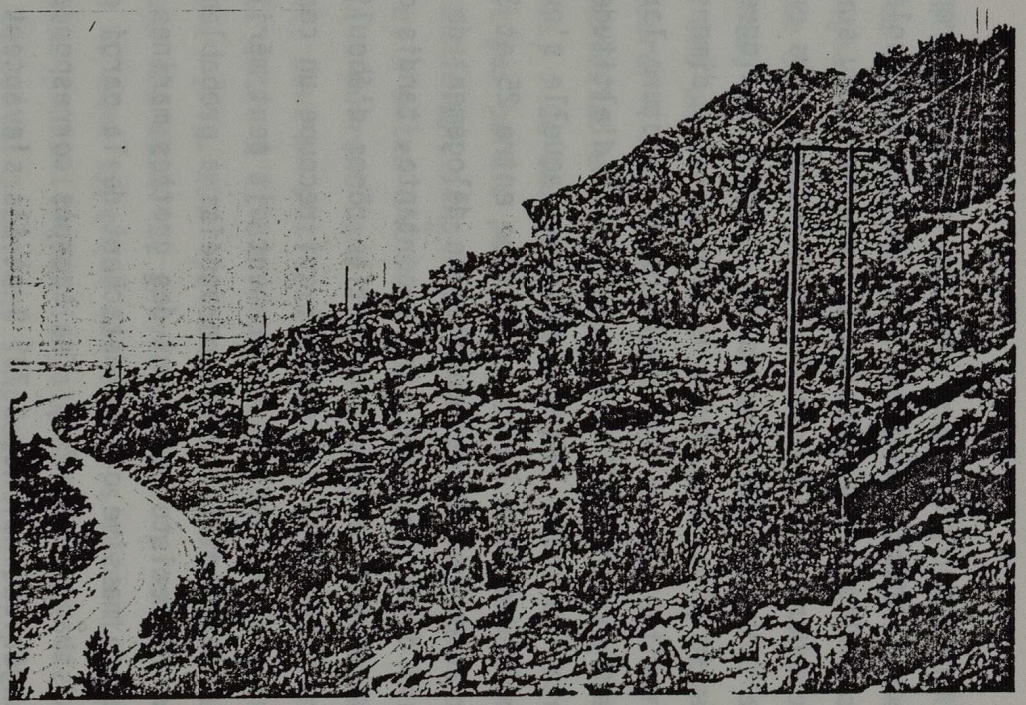


Photo 197 : Couloir de fracture à marques de façonnement marin au pied du Dalstind (façade SE de Vestvågøy)
Des galets attestent l'intervention des vagues dans le fond de ce couloir maintenant compris entre 6 et 8m d'altitude.

Photo 198 (ci-dessous): Systèmes de rivages soulevés du Dalstind (façade SE de Vestvågøy).
Le sommet du cordon de galets est entre +16 et +17m, la base du surplomb à +26m. Peu de formes littorales nettes au-dessous.



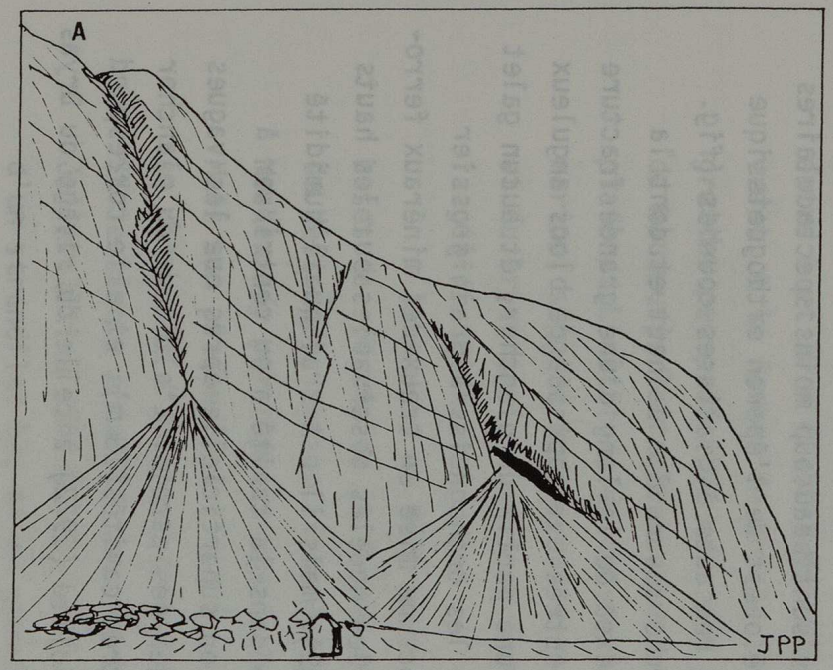
D'une façon générale, les grottes marines représentent des formes d'attaque très localisées, pour la plupart isolées, sur des promontoires pariculièrement exposés. Il en existe peu sur la côte NW du Vestfjord. En dehors de l'éperon SW du Dalstind, nous en avons trouvé sur la face sud du Valbergtind, au-dessus de couloirs analogues à celui qui a été décrit plus haut, mais de plus petites dimensions;

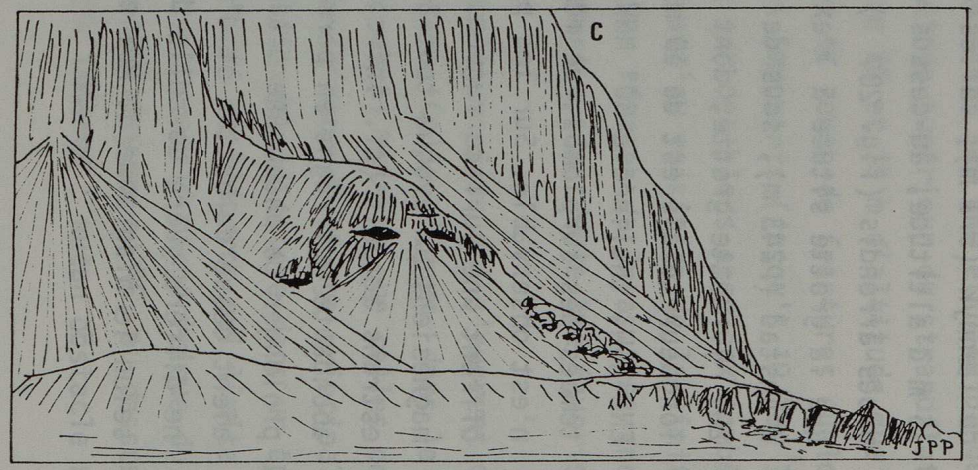
ces couloirs de fracture larges de 3 à 20 m se terminent en effet à l'amont, vers 12 m d'altitude, au pied d'une petite paroi entaillée dans l'éperon et dans laquelle s'ouvrent trois grottes peu profondes dont le toit se situe entre 25 et 35 m d'altitude; le toit est caractérisé par des modelés de délogement de blocs, où la gélifraction a sans doute pris une part importante, tandis que le porche tend à être masqué par le sommet de petits cônes d'éboulis formés au pied (dès le Dryas récent). Cette paroi qui recoupe un contrefort situé légèrement en en avant du versant proprement dit peut mériter le nom de falaise morte. L'intense division des paragneiss a probablement facilité sa formation. Mais il existe également des grottes marines dans les éperons de mangérite massive qui se détachent de la paroi ouest du massif de Vågekallen (Austvågøy, pl. 2). Ces éperons correspondent à d'énormes bancs de mangérite incliné, à 70° S et ils s'avancent sur une étroite banquette rocheuse irrégulière appartenant à l'étage supérieur du strandflat, entre 6 et 15 m d'altitude. C'est entre 25 et 35 m d'altitude que s'ouvrent, à la faveur de grands joints et de zones de fractures quelques grottes peu profondes mais aux porches imposants (jusqu'à 10 ou 12 m de hauteur); leur plancher est occupé par des blocs anguleux tombés du plafond. L'altitude de ces cavités, jusqu'au voisinage de la limite marine, suggère une corrélation avec les rivages du Dryas très ancien et du Dryas ancien, et leur développement a sans doute été favorisé par la gélifraction.

Il en est de même pour *les grottes marines* qui s'ouvrent dans les bases de parois de la façade occidentale. Celle d'Eggum, dans le nord de Vestvågøy, est en situation presque aussi externe que celles de Moskenesøy par rapport aux isobases de la zone de rivage principale. Mais son plafond est situé à 45 m d'altitude, là encore dans un éperon se détachant d'un grand abrupt : il s'agit de l'éperon qui limite au SE le cirque entaillé dans la face nord du massif mangéritique du Jellevolltind (750 m, pl. 2). La grotte s'ouvre au NE, au-dessus d'un strandflat bas et en grande partie immergé : aucun obstacle n'a

donc pu s'opposer à l'arrivée des vagues de tempête et des houles diffractées par le cap de l'Eggumsaksla lors des périodes de hauts niveaux marins comme le Tardiglaciaire ancien. Mais un cône d'éboulis masque en grande partie l'entrée de cette cavité qui, façonnée aux dépens d'un banc fortement fracturé, contribue à exploiter les structures stratiformes visibles dans les parois de l'éperon (fig. 207); il nous a également empêché de mesurer l'altitude du plancher et de vérifier la présence d'éléments incontestablement littoraux à l'intérieur (têtes de rochers émoussés, galets) . Ce cas reste donc assez douteux.

Le doute n'est pas permis pour les grottes ouvertes dans la façade sud-ouest de Hadseløy, dans les éperons d'orthogneiss monzonitiques situés de part et d'autre d'Ånstad (pl. 3 et ph. 188). Au nord, trois petites grottes s'ouvrent dans l'éperon SW de l'Ånstadnyken entre 18 et 20 m d'altitude, sous un petit surplomb qui domine les couloirs de fractures façonnés entre 3 et 8 m d'altitude dans les bosses rocheuses de la concavité basale (fig. 207); comme celle d'Eggum, elles sont en partie masquées par des éboulis, provenant du surplomb et du reste de la paroi. Elles sont du même type que celles qui s'ouvrent un peu plus au nord dans les gneiss granulitiques inégalement divisés de la base du Tænnyk (571 m); celles-ci s'ouvrent simplement un peu plus bas, vers 15 m d'altitude, au-dessus d'une pente rocheuse douce parsemée d'énormes blocs arrondis (fig. 207). Elles sont beaucoup moins spectaculaires que la grotte située à l'extrémité ouest de l'éperon orthogneissique d'Ånstad (243 m), sous de lourds ressauts à diaclases courbes (fig. 207). Cette grotte, dont le porche mesure 8 m de haut et dont la longueur totale est de 10 m, est excavée le long d'une grande fracture ENE-WSW, inclinée à 60° NNW. Son entrée est tapissée de blocs anguleux tombés des surplombs, de même qu'une partie du plancher, et aucun galet n'est observable. Sur les parois, les orthogneiss à grain grossier offrent une surface rugueuse, avec une mise en creux des minéraux ferromagnésiens qui évoque tout à fait les modelés observables sur les hauts estrans actuels (cf. infra, p.1239); mais il est vrai que l'humidité abondante qui règne en permanence dans la cavité a pu contribuer à prolonger ce phénomène d'altération superficielle après que les vagues aient cessé de battre et d'asperger ses parois. L'altitude du plancher ne diffère guère de celle des autres cavités(18 m), et elle correspond selon le diagramme de Møller et Sollid (1972) à celle du rivage du Dryas





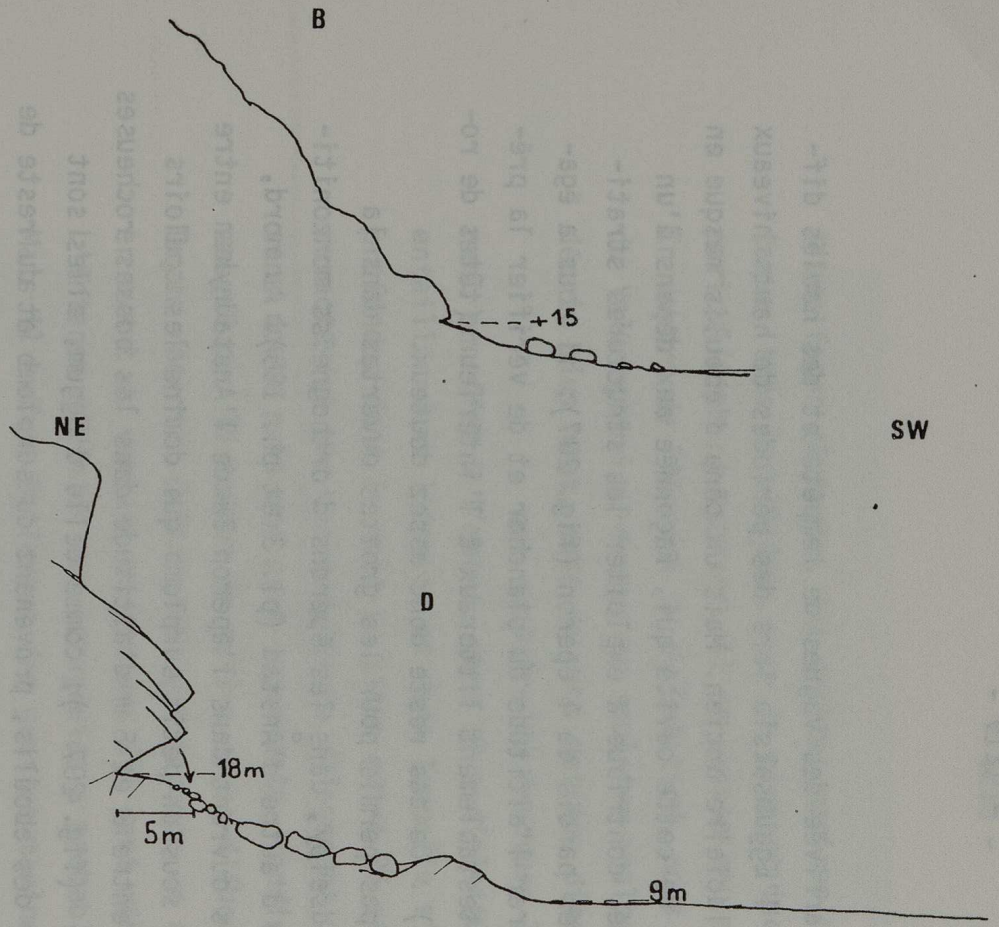


Figure 207 : Grottes marines soulevées sur Vestvågøy et sur la façade ouest de Hadseløy

A: porche de grotte au-dessus du transformateur d'Eggum, au pied de l'éperon nord du Jellevoldtind; altitude 45 m; mise en valeur de fractures et de structures stratiformes dans les mangérites.

B: grottes à la base de l'éperon SW de l'Ånstadnyken (Hadseløy)

C: grottes à la base du Taennyken

D: grotte d'Ånstad, au pied de l'éperon W de la cote 243. Orthogneiss monzonitique; comme en C : énorme blocs émoussés en contrebas du porche.

ancien (zones de rivage 8 - 9).

Comme toutes les encoches et les grottes mentionnées ici, la grotte d'Ånstad ne constitue qu'une forme de sapement très locale , et elle se situe sous un éperon, ce qui ne rend aucunement compte du tracé des versants, acquis pour l'essentiel avant la déglaciation finiweichselienne (cf. supra, chapitre V). L'existence de toutes ces formes est liée à celle de promontoires exposés et dotés d'une base concave ou modérément inclinée, sur laquelle les vagues ont pu arriver en déferlant et exercer ainsi une action mécanique maximum. Ces promontoires correspondent à des bancs ou à des passées particulièrement massives affleurant dans les parois montagneuses ou à l'extrémité d'interfluves entre des entailles de natures variées, mais la mer a pu en exploiter quelques zones de faiblesse. Ces caractéristiques valent également à ces cavités et aux surplombs qui les dominent d 'avoir échappé à un enfouissement complet sous les grands éboulis formés dans les parois voisines. Il est d'ailleurs possible que d'autres cavités existent sous les marges de certains de ces éboulis.

d. une participation difficilement évaluable de la mer au façonnement des parois.

Les formes de sapement bien identifiables ne sont probablement pas antérieures à la fin de la glaciation wechselienne, à l'exception peut-être de celles des "nyk" de Langøy, qui ont pu échapper à l'englacement (cf. supra, chapitre III ; fig. 195). Dans les parois plongeantes, la plupart de ces formes sont fonctionnelles ou situées à une faible altitude (2 à 3 m) au-dessus du niveau moyen de marée actuel. On note cependant que le fond des grands couloirs et le plancher de certaines grottes marines (Middagstind, ph. 191) restent immergés à marée basse : même en tenant compte des effets sous-marins, d'ailleurs vite amortis, du ressac, on peut penser que leur façonnement a commencé en fonction de niveaux marins plus bas que l'actuel - peut-être lors du Dryas récent, où le niveau se tenait à plusieurs mètres au-desous du 0 actuel. De même, leur façonnement a pu commencer ou se poursuivre lors des périodes de niveau plus élevé, moins lors du Tardiglaciaire ancien, où le mouvement de régression a été très rapide, que lors de la transgression à Tapes (ici jusqu'à + 4 ou + 5 m). Le façonnement d'une grande

partie des falaises et des encoches visibles dans les parois battues par la mer a donc pu s'étaler sur une part importante des périodes tardiglaciaire et holocène. On remarquera en tout cas que ces formes s'inscrivent bien à la base des versants, de préférence lorqu'une esquisse de concavité apparaît, mais qu'elles ne coïncident pas toujours exactement avec le knick lorsqu'il y en a un : la rupture de pente principale peut en effet se situer à plusieurs m au-dessous des encoches et échapper au mode d'investigation suivi dans ce travail. Il paraît cependant difficile d'en attribuer la formation à l'évolution marine postérieure à la déglaciation, de même qu'une telle explication est inadéquate lorsque les bases de parois sont masquées par les éboulis.

Dans les versants dominant les strandflats émergés, les temps d'élaboration des formes de sapement littoral ont été encore plus courts, et la place de ces formes dans le profil et le tracé des versants est encore plus souvent discrète. L'esssentiel des grands volumes - des parrois hautes de 200 à 500/600 m et plus et des plates formes qui portent sur de vastes étendues des modelés et des dépôts glaciaires - est donc déjà acquis lors de la déglaciation, et l'évolution postérieure, à la fois une évolution subaérienne des parois non typique du milieu littoral et une évolution littorale concentrée dans la base de certaines parois, est restée peu différente de ce qui a été décrit à l'intérieur des entailles glaciaires ; sa faible participation au recul des grands versants doit être soulignée, et elle n'a d'ailleurs rien d'étonnant, eu égard à la brièveté de la période considérée, à l'instabilité du niveau marin et à la massivité d'ensemble des volumes rocheux concernés.

Il est cependant difficile de prendre parti sur les modalités mêmes du façonnement des grands volumes, et spécialement sur le rôle respectif de la glace et de la mer à la base des parois plongeantes exposées au large. La première a sans doute pour le moins constitué un agent de récurage des bases de paroi et de raclage des plates-formes qu'elle a pu contribuer à abaisser. La seconde ne peut être écartée, dans la mesure où les parties internes des plates-formes et la rupture de pente basale ont pu subir les effets de l'abrasion marine lors de la période où les rivages étaient proches de ceux du Dryas récent. Il n'est d'ailleurs pas impossible que ce type de situation se soit produit à divers reprises au cours du Quaternaire moyen et récent; mais à la différence d'A.Moign dans son étude des strandflats du Spitsberg, nous

n'avons pas pu procéder à l'observation directe d'éventuels rivages immergés. La situation très externe de la plate-forme immergée à l'ouest de Moskenesøy a pu lui assurer des périodes d'émersion partielle lors de périodes de bas niveau marin et d'englacement insuffisant pour affecter les parties externes de la façade norvégienne, de la même façon que cela a été suggéré pour les bancs du Troms lors du maximum weicheselien (Rokoengen *et al*, 1979). Mais de même que pour l'hypothèse alternative d'une éventuelle subsidence de la frange externe du strandflat immergé, qui ne cadre pas pour la période tardi- et post weichselienne avec l'appartenance de l'ensemble de la région à un secteur de remontée isostatique, il s'agit de spéculations qu'aucun argument décisif ne permet d'appuyer en l'état actuel des recherches.

Sur la façade occidentale, c'est finalement la relative constance des profils transversaux, associée à un type d'exposition bien particulier (Strøm, 1948), qui peut constituer le principal argument en faveur d'un rôle déterminant des actions littorales. L'hypothèse est d'autant plus plausible que ces actions ont pu s'exercer dans une gamme altitudinalement assez resserrée(entre - 8 et + 20 m), mais elle souffre d'une grande incertitude quant à la durée totale d'intervention de la mer à cette altitude. L'autre faiblesse de l'hypothèse tient à ce que les formes littorales les plus nettes s'inscrivent dans les promontoires plutôt que dans les principaux rentrants des côtes abruptes : leur tracé peut donc difficilement s'expliquer par l'intervention sélective de l'abrasion et du sapement marins (côtes ouest de Moskenesøy : pl.1 et ph.191). Ce processus ne peut donc pas expliquer à lui seul la configuration des abrupts.

Les glaciers ont joué un rôle important dans la genèse de ces abrupts, ne serait-ce qu'en récurant les bases de versants ; cette action est nous l'avons vu, nécessaire pour qu'un sapement marin puisse se poursuivre dans les secteurs où un recul aisé s'accompagne de la formation de grands éboulis. Leur rôle direct dans l'érosion et le recul des parois a déjà été souligné dans les secteurs internes, sur les rives du Vestfjord et même sur certaines façades externes (Hadseløy), mais il est moins évident sur les abrupts les plus exposés de la façade occidentale, puiqu'il n'existe pas le long de ces côtes, entre les principales trouées, de traces d'un actif écoulement latéral de la glace, ni de formes interprétables comme des entailles façonnées par des glaciers locaux - en dehors de cirques suspendus : pl. 1 , et de vallées où les

effets de la mer se réduisent à des colmatages sableux : pl.1 et ph. 128. Il est donc impossible de confirmer ici la suggestion de O.Holtedahl (1929) sur l'intervention de glaciers locaux dans le recul et le découpage peu accentué de l'abrupt ; la convergence des formes des parois ainsi façonnées avec celles qui résultent d'actions de sapement marin et de récurage est trop grande pour qu l'on puisse trancher, comme l'avait déjà remarqué Th.Vogt (1911-1912) à propos des "cirques" de Værøy

Dans le cas de côtes plus découpées précédées par des reliefs résiduels vigoureux, comme les "nyk" de Langøy, la configuration complexe rend probable l'intervention des agents continentaux dans leur individualisation aux dépens d'un rebord montagneux qui, dans le secteur de Nykvåg, domine presque directement la plate-forme continentale. On note d'ailleurs que bien que ce secteur soit aussi directement exposé que l'ouest de Moskenesøy aux grandes houles du large, le strandflat, même immergé n'y est presque pas développé malgré une hauteur plus modeste des reliefs ; cela marque sans doute la limite des explications par l'abrasion marine. Il est d'ailleurs significatif qu'il s'agisse du seul secteur où Ahlmann(1919) ait atribué un rôle important à l'abrasion marine dans la genèse du relief côtier.

Au total, le rôle vérifiable du sapement littoral dans la genèse des abrupts dominant le strandflat est modeste, et la part des "fausses falaises" est prépondérante tout au moins vis à vis des dernières phases de la morphogénèse. Cette part est cependant plus difficile encore à évaluer sur les parois plongeantes de roches massives tournées vers le large, où les convergences avec les formes des mégafalaises sont les plus grandes ; il s'agit de plus d'un secteur où le mode de façonnement de la plate-forme située au pied de ces parois n'a pas pu être évalué, alors que la place des actions littorales parmi les processus d'aplanissement peut être aisément précisée sur les strandflats émergés.

2. Les modelés littoraux des surfaces rocheuses du strandflat

La large répartition des modelés et des dépôts glaciaires sur le strandflat exclut toute interprétation qui tendrait à en faire une plate-forme d'abrasion marine d'origine postérieure à la déglaciation. Il n'est pas pour autant question de minimiser à priori le rôle des actions littorales dans son façonnement. Mais en dehors du rivage actuel, l'identification de formes et de modelés liés aux actions littorales peut être

délicate, dans la mesure où de nombreuses formes d'échelle moyenne ou de détail - terrasses ou replats, ressauts et corniches, couloirs et chicots, par exemple - peuvent être plus ou moins analogues à celles que laissent les glaciers, et donc d'origine douteuse. De plus, il n'est pas certain que les glaciers weichseliens aient partout fortement modifié d'éventuelles topographies littorales antérieures sur lesquelles ils se seraient avancés. Aux problèmes de convergence, que l'étude de l'extension latérale des ces formes permet parfois de résoudre s'ajoutent les difficultés d'identification des formes soulevées liées à la dégradation rapide de certains modelés sous l'effet de l'altération superficielle, et surtout à la colonisation par la tourbe, ou par un manteau végétal parfois fourni. C'est pourquoi il est indispensable de procéder à une analyse détaillée des modelés littoraux actuels avant de tenter une appréciation globale de la part des actions marines dans le façonnement de la roche en place.

a. les rivages actuels

En dehors des parois plongeantes dépourvues d'éboulis, les rivages inscrits dans la roche en place se situent à plus ou moins grande distance en avant des pieds de versants, là où les strandflats s'ennoient doucement ou bien là où des rebords abrupts, morcelés ou émiettés en pointements rocheux isolés dominent de plusieurs mètres des fonds immergés à des profondeurs variables (jusqu'à quelques dizaines de mètres, et plus sur les rives du Vestfjord). Du fait de ce découpage et des innombrables alternances observables à l'échelle métrique entre les estrans rocheux et ceux qui correspondent à des matériaux meubles attaqués, accumulés ou simplement ennoyés par la mer, la proportion exacte des littoraux rocheux est difficilement évaluable, d'autant plus que les formes de transition - estrans rocheux plus ou moins couverts de blocs - sont nombreuses. On peut simplement affirmer que les littoraux rocheux représentent largement plus de la moitié de la très longue ligne de rivage de la région, ce qui correspond bien à la nudité ou à la faiblesse de la couverture meuble déjà signalées dans le chapitre précédent. Leur discontinuité s'explique aisément, puisque le tracé et les caractéristiques des rivages reflètent la position momentanée d'une ligne de contact entre une surface plane de niveau variable - celle de la mer - et une topographie rugueuse dont les multiples creux sont susceptibles de piéger des matériaux meubles.

Beaucoup de littoraux rocheux ne présentent que d'étroits estrans, *sur les flancs fortement inclinés de pointements rocheux et des lambeaux de plates-formes surélevées*. Une partie d'entre eux, spécialement sur les rives du Vestfjord et des fjords de dimensions plus modestes, montrent simplement *des modelés de roches moutonnées* baignés par la mer, sans qu'aucune encoche ne soit associée au rivage. Cette situation peut caractériser des littoraux de haute énergie, puisque l'on rencontre de telles formes sur les secteurs exposés de la côte NW du Vestfjord, avec les dômes et les grosses roches moutonnées aux flancs abrupts qui caractérisent les troctolites et les anorthosites des plates-formes de Nesland et du Nusfjord (Flakstadøy), avec les rochers bombés de mangérites massives qui constituent le rebord oriental du strandflat de Stamsund (Vestvågøy), ou encore avec les énormes roches moutonnées de paragneiss granulitiques, de mangérites et de migmatites dont la base plonge dans les eaux du Vestfjord sur la côte sud d'Austvågøy (Festvåg : ph.183 ; Ørsvåg, ph. 187 ; Kabelvåg). Les vagues parfois très fortes qui viennent battre ces rochers aux flancs massifs , lisses et abrupts, jusque dans des baies ou des cirques très abritées comme le Buhavn, à Stamsund, se réfléchissent simplement contre ces obstacles qui correspondent à des noyaux particulièrement résistants (dans le camping d'Ørsvåg, une des bosses gneissiques , haute de 25 m, ne montre aucune diaclase sur 40 m de longueur).

C'est sur les estrans irréguliers correspondant aux ensembles de roches moutonnées que sont conservées la plupart des stries glaciaires visibles dans cette partie de l'archipel; l'altération est en effet forte sur les hauts estrans et au-dessus, aussi bien dans les mangérites que sur les paragneiss massifs du sud d'Austvågøy, où nous avons trouvé, près d'Ørsvåg, des vasques atteignant jusqu'à 3 m de diamètre et 15 cm de profondeur. L'action de la mer n'est cependant pas nulle sur ces rivages puisqu'entre les roches moutonnées, les zones de fractures nettoyées ou excavées par le ressac forment d'étroits couloirs aux parois verticales obliques, souvent profonds de plusieurs mètres. Sur le rebord de la plate-forme anorthositique de Nusfjord, de tels couloirs correspondent à un réseau de fractures orthogonales SE-NW et SW-NE où les fractures et les diaclases sont espacées de quelques cm à un ou deux dm, entre les bosses où la densité de diaclases verticales est d'I à 2 par mètre. Dans les plus étroits de ces couloirs, l'abrasion par le sable, et les galets collabore à l'évidement, comme en

témoigne l'existence de petites marmites et de chenaux aux formes onduleuses, observée dans les estrans entourant le phare de Nusfjord.

De telles marques d'actions mécaniques sont pratiquement absentes sur les quelques rivages à roches moutonnées qui caractérisent les rives de fjords plus abritées. On assiste alors à la simple émersion, dans des environnements de basse énergie, de modelés glaciaires auparavant immergés, par exemple sur les rives des ombilics faiblement ennoyés qui découpent la plate-forme migmatitique de Ramberg-Strømsnes, dans l'ouest de Langøy. Alors que les parties émergées de la plate-forme sont caractérisées par l'alternance de rochers arrondis, aux diaclases élargies par la désagrégation granulaire, et de cuvettes ou de couloirs tourbeux, l'estran se signale par sa nudité (en dehors de la couverture de fucus du bas estran) et par le nettoyage des fissures qui peut provoquer le déchaussement de certains rochers (fig.147). Entre les promontoires, on assiste au délavage superficiel de la moraine qui garnit les creux et les couloirs de fractures, accompagné d'une faible redistribution de la fraction fine (sables et graviers). De tels modelés sont plus fréquents dans les parties intérieures de l'archipel (nord d'Austvågøy près de Fiskebøl, rives de l'Østnesfjord) et sur les rivages de Hamarøy (Stutvik, plate-forme orthogneissique de Nes avec ses roches moutonnées surbaissées, rive ouest de la péninsule de Tranøy), là où un régime constamment régressif a permis la parfaite conservation, sous la mer, de modelés glaciaires dont l'émersion se poursuit à un rythme ralenti.

A l'inverse, les modelés de roches moutonnées bien conservés sont plus rares sur les strandflats des parties externes de l'archipel. L'importante régression du Dryas récent a permis à l'actuelle zone littorale et à une frange actuellement immergée de connaître temporairement une évolution subaérienne, sous des conditions climatiques agressives; de plus, la durée totale de l'évolution littorale y est plus importante. Des roches moutonnées striées sont cependant conservées sur les roches les plus massives et les moins poreuses, comme les migmatites qui affleurent au débouché des cirques de Moskenesøy. Mais sur les innombrables poitements rocheux du jardin d'écueils, au sud de Vestvågøy, les modelés de roches lisses et bombées, plus ou moins profilées et dissymétriques, parfois divisées par des systèmes de diaclases courbes (orthogneiss monzonitiques de Valberg : ph. 144) cèdent souvent la place sur les roches mangéritiques à de simples bosses où des têtes de rochers arrondies al-

ternent avec des couloirs, des cuvettes et des replats tourbeux, garnis de blocs erratiques. Leurs rebords abrupts sont guidés par des diaclases ou des zones de fractures (par exemple, dans le jardin d'écueils de Steine, à l'ouest de Stamsund, ph. 185). Comme sur les reliefs plus élevés, l'altération superficielle y est généralement telle, aussi bien sur les mangérites que sur les orthogneiss monzonitiques ou les paragneiss quartzo-feldspathiques, qu'aucune strie ou cannelure glaciaire n'y est visible; de plus, il est possible que le plucking et le quarrying aient été les mécanismes prépondérants de l'érosion glaciaire sur ces surfaces où les densités de diaclases sont en moyenne plus fortes que dans les cas précédents. Les flancs irréguliers de ces bosses ne montrent généralement aucune encoche continue au niveau du rivage; la zone intertidale n'y est le plus souvent marquée que par un liséré glissant de fucus. L'absence d'attaque n'a d'ailleurs rien d'étonnant dans les parties internes du jardin d'écueils, en arrière des îlots et des hauts fonds qui empêchent l'arrivée de fortes vagues dans ces secteurs aux bras de mer peu profonds (pl. 11). C'est également ce que nous avons observé sur les promontoires et les îlots de roches massives qui forment le rebord des strandflats de la façade occidentale, en situation plus exposée, par exemple sur les flancs de la plate-forme gabbroïque très rugueuse de Hovden, qui plongent brutalement dans les eaux de la Mer de Norvège à l'extrémité nord du massif de Selvåg (Langøy).

Plus fréquemment, la mer contribue au façonnement des flancs et de la base de ces pointements rocheux, en exagérant leurs irrégularités et en leur conférant des aspects bien distincts de ceux qui résultent du raclage glaciaire. Il s'agit le plus souvent *de l'excavation ou du simple nettoyage de couloirs*, le long des lignes et des zones de faiblesse, accompagnés de l'individualisation de chicots et de têtes de rochers, et témoignant d'une érosion différentielle très minutieuse.

De tels modelés apparaissent bien sur les promontoires peu élevés (8 à 12 m) qui dépassent de l'étroit strandflat occidental de Hadseløy. De Finsæter à Tænviken (pl. 3), les gneiss qui arment ces surfaces bosselées sont nus sur une frange externe de 10 à 70 m de largeur, et les passées les plus massives constituent une série de pointes se projetant vers le SW, entre d'étroites criques allongées de même orientaion. Ce n'est qu'à l'intérieur de ces cirques que l'on peut distinguer d'étroites encoches associées à l'estran actuel, bien que le modelé de

couloirs soit visible jusqu'à 10m d'altitude (fig. 196). Les sillons rectilignes, aux parois verticales ou fortement inclinées exploitent un véritable système de joints peu espacés (5 à 40 cm), orienté NW-SE ou NNW-SSE, recoupant la foliation en pendage 65° NW et ajoutant une multitude de lignes de faiblesse à celles qui correspondent aux lits les plus divisés, et en particulier aux lits concordants de gneiss micacés très sombres épais de quelques dm; sur les multiples chicots et têtes de rochers déchiquetés qui séparent les couloirs, les diaclases, et les joints séparant les lits sombres des lits leucocrates sont élargis par une faible désagrégation granulaire accompagnée de la formation d'une patine rose; la foliation n'est pas autrement mise en valeur. Les couloirs suivent essentiellement des zones de fractures, sur des largeurs atteignant 5 à 20 m et des profondeurs atteignant 3 à 6 m. Leur fond est en partie occupé par des cailloux et des blocs anguleux dont une partie au moins provient directement des parois et des têtes de rochers sous l'effet de délogements probablement assistés par la gélifraction. Ces éléments sont particulièrement visibles sur les plages soulevées à + 4m que l'on touve dans tous les couloirs (ligne de rivage de la transgression à Tapes), et où n'existe aucune couverture végétale. Plus bas, dans l'actuelle zone intertidale, l'épaisse couverture de fucus ne laisse apparaître, entre les chicots, sur les blocs émoussés qui dépassent de la pierraille (ph. 199). Ces éléments grossiers (médiane vers 60cm, des grands axes atteignant 1 à 2m) sont d'origine morainique (mangérites sombres : 10 à 20%; orthogneiss monzonitiques, gneiss rubanés ou migmatitiques, gneiss massifs; le substratum lui-même n'a pu fournir, du fait de sa forte macrodivision que des débris de plus petites dimensions. Alors que les blocs du bas estran sont lissés,ceux du haut estran sont rugueux et présentent, de même que ceux que l'on trouve plus haut, les marques d'une forte altération superficielle (mise en creux des minéraux ferromagnésiens, détachement d'écailles sur les blocs de mangérites) : tout façonnement mécanique de ces "galets" semble avoir cessé ici,et l'émoussé, s'il a pu être perfectionné sur les bas estrans, essentiellement par l'action abrasive des matériaux de petite taille mobilisés par les vagues, est principalement hérité de la mise en place lors de la déglaciation. Les matériaux plus fins, en partie issus des pointements rocheux et immobilisés par les algues, ne sont d'ailleurs qu'à peine émoussés, et ils le doivent surtout à l'altération. Il semble donc que les vagues, très amorties ici par les hauts fonds prélittoraux que la remontée isostatique fait en partie émerger, ne

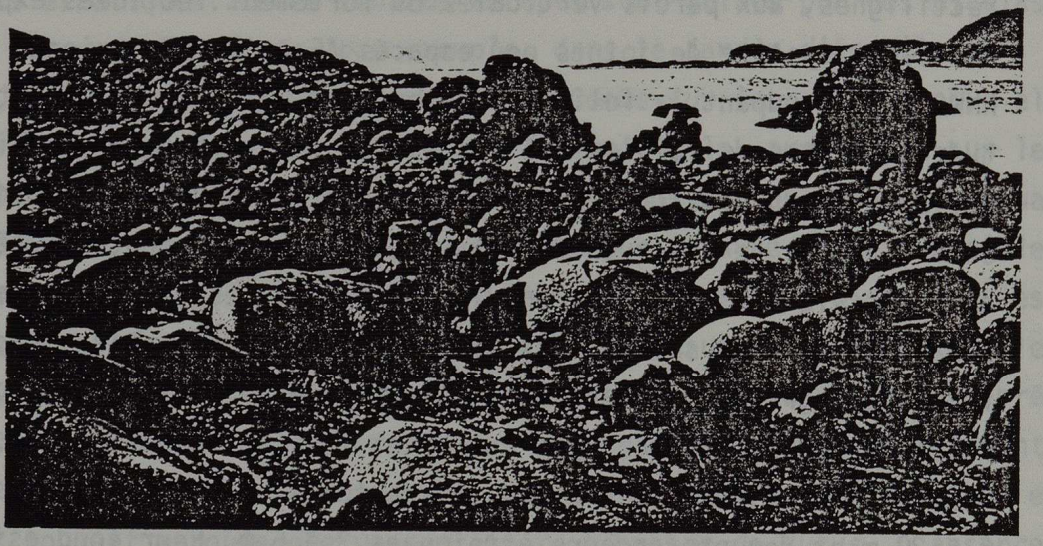


Photo 199 : Estran à blocs près de Finsaeter (NW de Hadseløy)

Entre d'étroits chicots de migmatites, les blocs, d'origine morainique, sont généralement bien émoussés, mais certains portent les marques de la désagrégation superficielle (bloc de mangérite au premier plan).



Photo 200 : La falaise de la pointe de Kvalnes (nord de Vestvagøy).

Forme de sapement située au-dessous des cordons de galets construits en avant du front du glacier couvert fossile visible à l'arrière-plan

soient responsables que d'une faible retouche des pointements rocheux: elles n'ont fait que ciseler un peu plus les arêtes et les couloirs. On note d'ailleurs qu'un peu plus au sud, à Storviken, des gneiss plus massifs (éch. 460, 1 à 2 diaclases par m) présentent dans une situation analogue des aspects mieux conservés de roches moutonnées, entre des couloirs simplement nettoyés par le ressac. Aucune encoche continue n'est associée à ce type de modelé.

La même observation a été réalisées en d'autres points des littoraux de Hadseløy, sur la même façade (Kongsteigan : fig. 196), et sur les pointements de la côte septentrionale (entre Bervik et Flatset), où les modelés de couloirs et de chicots se prolongent jusqu'à 10 m d'altitude. Elle vaut aussi pour tous les autres secteurs, même particulièrement exposés, où des pointements rocheux plus ou moins vigoureux sont baignés par la mer. Nous avons déjà mentionné la place discrète des modelés de couloirs à la base des grands versants qui sont directement atteints par les vagues (Store Sandnes, sur Flakstadøy; Sandvikneset et Elveli sur Vestvågøy, Sandvik sur Langøy ; cf. supra, p.1204). Elle l'est autant sur la face externe de reliefs plus modestes comme la pointe mangéritique qui se détache en avant du glacier couvert fossile de Kvalnes, dans le nord de Vestvågøy (pl. 9). La retombée nord assez raide de cette croupe haute de 10 à 14 m est hachée de couloirs rectilignes très étroits et profonds ; certains d'entre eux, longs de 30 à 40 m, sont encore balayés par le ressac, avec des vagues de 20 à 80 cm de hauteur qui déplacent les galets du fond, et qui vident et remplissent alternativement des cuvettes et des marmites étagées à différents niveaux en assurant donc une action de transport et d'abrasion importante mais très locale. Le fond des couloirs et des dépressions, depuis le haut estran jusqu'à 6m d'altitude, présente des blocs anguleux et des gravillons issus de la désagrégation granulaire qui paraît active seulement dans cette tranche d'altitude; plus haut, les rochers ne présentent qu'un léger émoussé chimique sous les lichens, et le modelé de couloirs et de chicots typique des estrans rocheux disparaît au-dessus de 10 m, ce qui semble montrer que l'abrasion marine n'a pas été efficace avec les niveaux marins plus élevés du Tardiglaciaire ancien. C'est aussi ce que nous avons observé dans les autres secteurs, finalement assez restreints et isolés où ce type de modelés est bien caractérisé. Surs les pointes mangéritiques de Kangeruren et de Valberg (côte sud-est de Vestvågøy; ph. 190), le déblaiement

des couloirs s'est surtout traduit par un nettoyage des fractions fines de la moraine, sans que les blocs soient véritablement façonnés en galets . Il en est de même sur les îlots exposés comme Sandøy (nord de Vestvågøy) ou encore sur les rebords de la plate-forme périphérique du Søbergfjell (ouest de Langøy, fig.198).

Les falaises véritables sont très rares.La seule qui soit bien caractérisée est celle qui limite à l'ouest la pointe mangéritique de Kvalnes, 15 à 20 m en arrière d'une ligne de fracture NS au-delà de laquelle la plate-forme rocheuse s'abaisse plus régulièrement vers l'extérieur et constitue un estran parsemé de gros blocs morainiques au-dessous des cordons de galets de la transgression à Tapes (pl. 9 ,ph. 200 et fig. 208). Le sommet de la falaise correspondantapproximativement au niveau de ces cordons, le sapement, n'a pu commencer qu'après la fin de cette transgression, mais l'érosion littorale a également pu s'exercer auparavant lors de la régression du Dryas récent. L'absence de blocs erratiques entre la ligne de fracture et la falaise permet de penser que l'étroite surface rocheuse accidentée de chicots et de marmites qui s'étend au pied de l'abrupt haut de 4 à 8 m correspond bien à l'action de l'abrasion marine et non au simple aménagement de la topographie glaciaire qui caractérise l'estran situé plus à l'est (ph. 200 et fig. 208). Des marmites sont creusées au pied de la paroi; celle-ci présente un surplomb discontinu et des amorces de grottes creusées le long de zones de fractures. A marée haute, les vagues des fortes mers projettent des galets sur les parois de ces grottes, ce qui confère un remarquable émoussé d'abrasion à la base de la falaise. Mais le recul est faible au total (pas plus de 15 à 20 m) et n'implique pas l'enlèvement d'une tranche importante de roche : il y a là un simple raidissement aux dépens d'un rebord préalablement modelé par les glaciers, et il reste très local.

Bien plus fréquemment, la retouche des surfaces rocheuses évacuées par les glaciers weichselien reste très discrète. En dehors des promontoires et des volumes saillants du strandflat, les côtes rocheuses correspondent à l'ennoyage progressif d'éléments de basses plates-formes doucement inclinés vers l'extérieur ou à celui du fond de grands couloirs et de dépressions à fond rocheux pourvus de matériel morainique. Les estrans sont alors plus larges que dans les cas précédents,mais seules des vagues de basse énergie y parviennent, ce qui explique *la fréquente absence de toute véritable encoche littorale*. Dans bien des cas, en

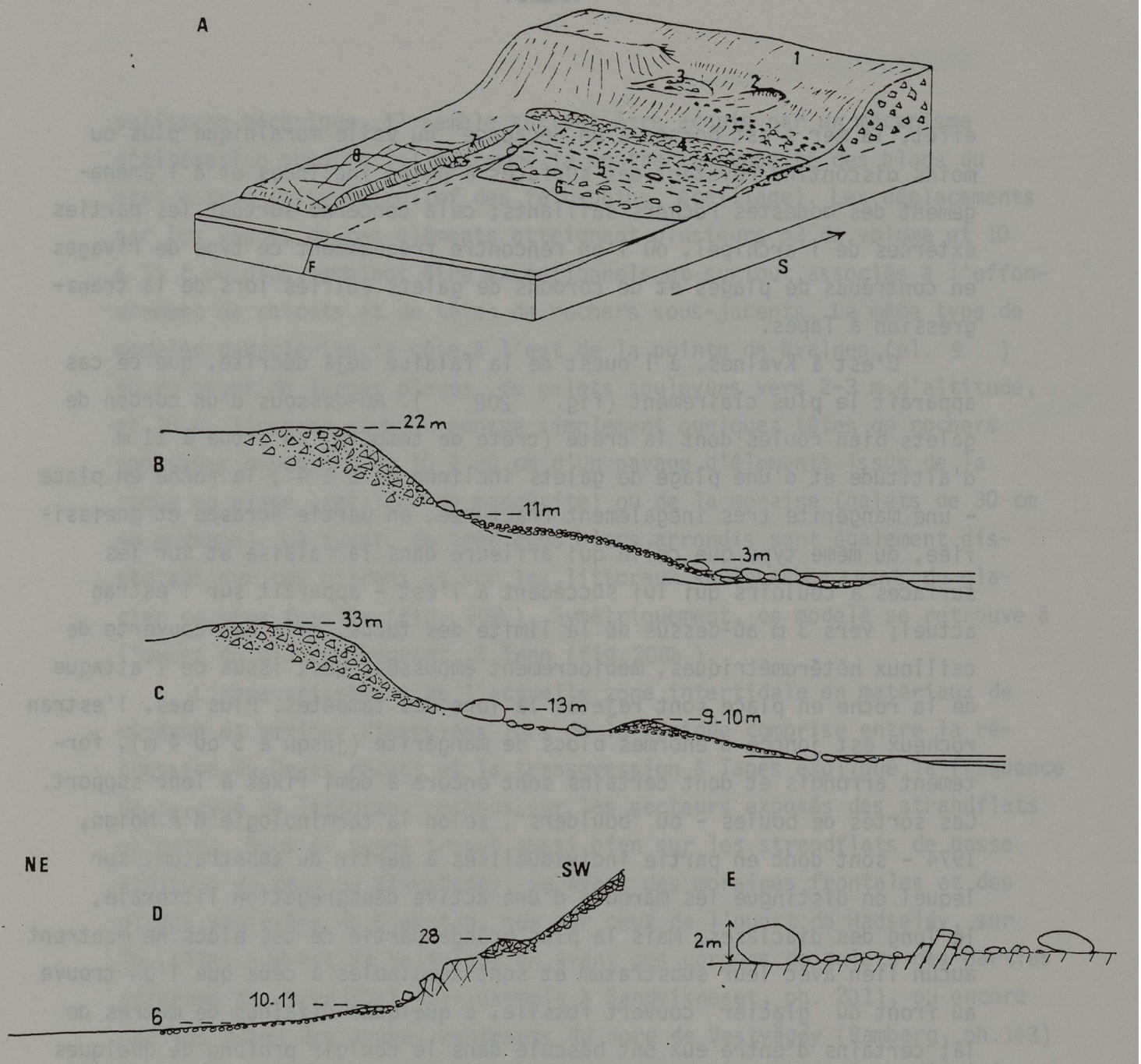


Figure 208 : Rivages soulevés de Kvalnes (Vestvagøy).

A: au front du glacier couvert fossile. 1: glacier couvert fossile; 2: coupe dans une poche de remplissage sablo-limoneux; plage de 20-23m; 4: cordon de galets de 10-11m; 5: gradins de plage soulevés; 6: estran rocheux à "boulders"; 7: falaise (4 à 8m); 8: plate-forme rocheuse à fissures nettoyées.

B: sur le talus ouest de ce glacier couvert; plage à + 11m s'appuyant directement au talus frontal, sous des blocs à demi délogés; estran actuel à gros blocs arrondis de mangérite ("boulders").

C: id., à Tøen; le cordon de + 10m est décollé du talus, en contrebas d'une plage à gros blocs et galets, à 13m.

D: ancienne encoche dans la roche en place, immédiatement à l'est du glacier couvert, en contrebas d'un rempart de névé; plage de gros galets dans l'encoche, avec blocs délogés.

E: estran à gros blocs émoussés et têtes de rochers en voie de dislocation à Kvalnes.

effet, la mer s'est bornée à un décapage du voile morainique plus ou moins discontinu revêtant des surfaces à peine inclinées et à l'aménagement des modestes rochers saillants; cela concerne surtout les parties externes de l'archipel, où l'on rencontre fréquemment ce type de rivages en contrebas de plages et de cordons de galets édifiés lors de la transgression à Tapes.

C'est à Kvalnes, à l'ouest de la falaise déjà décrite, que ce cas apparaît le plus clairement (fig. 208). Au-dessous d'un cordon de galets bien roulés dont la crête (crête de tempête) se situe à 11 m d'altitude et d'une plage de galets inclinée de 8 à 4°, la roche en place - une mangérite très inégalement fracturée, en partie écrasée et gneissifiée, du même type que celle qui affleure dans la falaise et sur les surfaces à couloirs qui lui succèdent à l'est - apparaît sur l'estran actuel; vers 3 m au-dessus de la limite des fucus, elle est couverte de cailloux hétérométriques, médiocrement émoussés, qui, issus de l'attaque de la roche en place sont rejetés là lors des tempêtes. Plus bas, l'estran rocheux est jonché d'énormes blocs de mangérite (jusqu'à 3 ou 4 m), fortement arrondis et dont certains sont encore à demi fixés à leur support. Ces sortes de boules - ou "boulders", selon la terminologie d'A.Moign, 1974 - sont donc en partie individualisés à partir du substratum, sur lequel on distingue les marques d'une active désagrégation littorale, le long des diaclases. Mais la plus grande partie de ces blocs ne montrent aucun lien avec leur substratum et sont semblables à ceux que l'on trouve au front du glacier couvert fossile, à quelques dizaines de mètres de là; certains d'entre eux ont basculé dans le couloir profond de quelques dm que la mer a excavé le long de la ligne de fracture qui limite le volume saillant oriental (fig. 208). Il s'agit probablement de blocs erratiques que la mer a dégagés et sans doute à peine déplacés tout en effectuant une certaine abrasion, et ceci après qu'au cours de la phase transgressive à Tapes, elle ait trié les matériaux moins grossiers. Ceux-ci ont été rejetés vers le haut estran, roulés et accumulés en un cordon de tempête dont la position correspond au maximum de la transgression, puis abandonnés avec la régression de la fin de l'Holocène : la mise à nu de l'actuelle zone intertidale, l'absence de galets et la présence exclusive des "boulders" ne s'expliquent sans doute pas autrement. Quant à l'émoussé des gros blocs, en dehors de ceux qui sont en cours d'individualisation par exploitation des diaclases accompagnée d'un certain

polissage mécanique, il semble surtout être acquis par un mécanisme d'altération superficielle, comme le montre la rugosité des blocs du haut estran (mise en relief des feldspaths, écaillage). Les déplacements par les vagues de ces éléments atteignant plusieurs m3 de volume et 10 à 15 t ou plus semblent être exceptionnels et surtout associés à l'effondrement de chicots et de têtes de rochers sous-jacents. Le même type de modelés caractérise la côte à l'est de la pointe de Kvalnes (pl. 9) où en avant de larges plages de galets soulevées vers 2-3 m d'altitude, et 10 m, l'estran rocheux montre simplement quelques têtes de rochers émoussées, dépassant de 10 à 30 cm d'un pavage d'élements issus de la roche en place (cailloux de mangérite) ou de la moraine (galets de 30 cm en moyenne). Là aussi, de très gros blocs arrondis sont également disséminés sur ces estrans et sur les littoraux soulevés, en avant du glacier rocheux fossile (fig. 208). Symétriquement, ce modelé se retrouve à l'ouest du glacier couvert, à Tøen (fig. 208b).

L'appauvrissement de l'actuelle zone intertidale en matériaux de moyenne et petites dimensions lors de la période comprise entre la régression du Dryas récent et la transgression à Tapes explique la fréquence de ce type de littoraux rocheux sur les secteurs exposés des strandflats externes. Nous en avons trouvé aussi bien sur les strandflats de basse altitude du nord de Flakstadøy, en avant des moraines frontales et des plages soulevées de Flakstad, que sur ceux de l'ouest de Hadseløy, sur les côtes sud-est de Vestvågøy en avant des cordons de galets des parties internes du strandflat (par exemple à Sandvikneset, ph. 201), ou encore sur les côtes des grands rentrants du nord de Vestvågøy (Ramberg, ph.143) et sur la côte NE de Gimsøy où quelques gros blocs et galets d'origine morainique parsèment les couloirs et les dépressions de la zone intertidale, entre des chicots de quelques dm de hauteur seulement (fig. 209). A Flesa, où la transgression à Tapes a provoqué une attaque de la roche en place dans les concavités basales des versants, et plus localement l'édification de cordons, un véritable pavage discontinu de blocs et de gros galets revêt en partie la zone intertidale. En fait, il est difficile de distinguer ce littoral où la moraine est incomplètement délavée de ceux, plus fréquents encore et surtout représentés dans les secteurs abrités, où la mer se contente de remanier superficiellement ces matériaux sans mettre à nu la roche (cf. infra, p.1253). Dans ces différents cas, les littoraux actuels sont caractérisés par de plus basses énergies que les littoraux soulevés des mêmes secteurs. La raison en est que ce



Photo 201: Cordon de galets de +11m et estrans rocheux à Sandvikneset (sud de Vestvågøy).
Vus vers le SSW (au fond: Stamsund).



Photo 202 : Encoche littorale près de Nesje (Vestvågøy).

Effets de la gélifraction sur le haut estran paragneissique d'une petite baie abritée du strandflat.

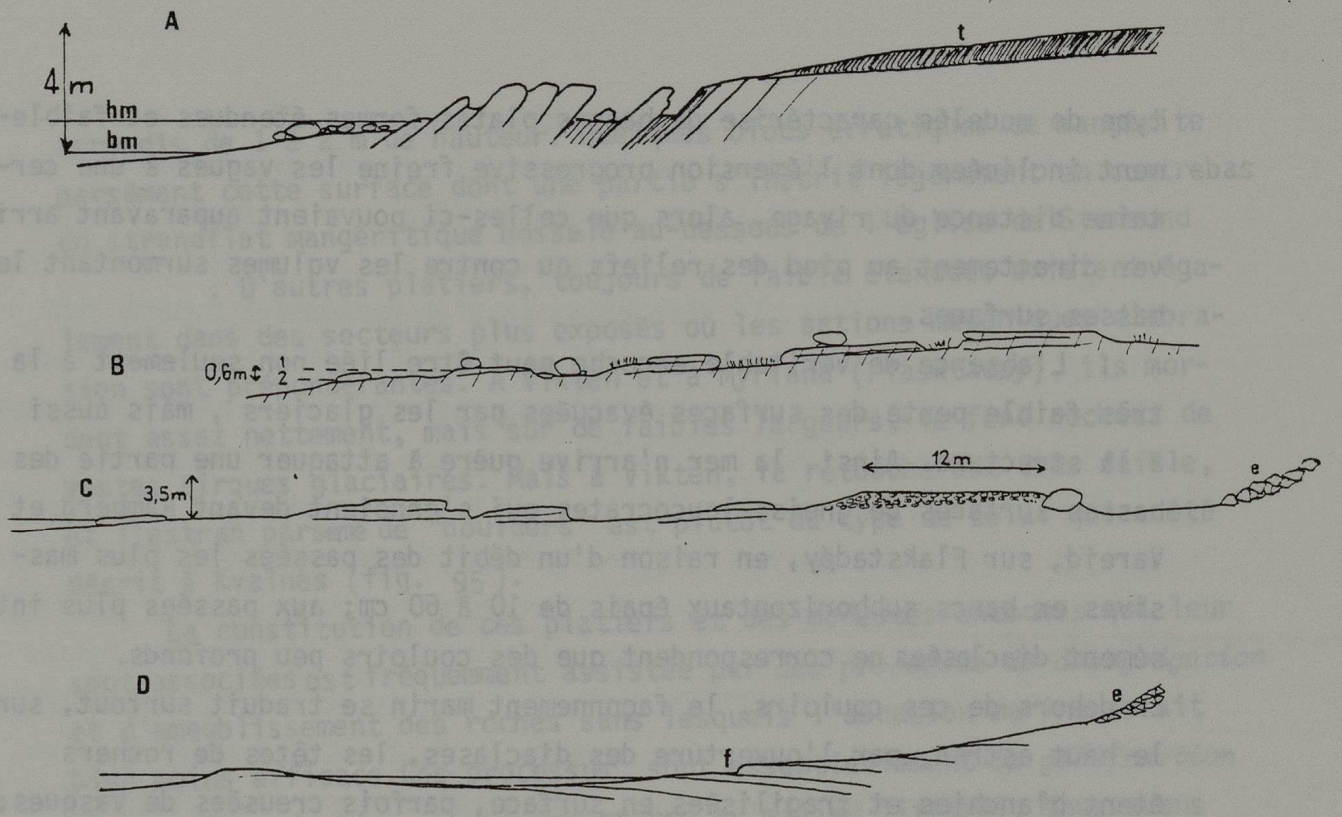


Figure 209 : Estrans rocheux de Gimsøy et Vestvågøy.

A: à Gimsøy : têtes de rochers arrondies, couloirs et blocs d'origine morainique en avant d'une plate-forme tourbeuse (t), sur orthogneiss incorporant des lits schisteux.

B,C: côte S du Vikspollen (Vestvågøy, pied du Holandsmælen),

D: à Vågan (400m au sud des précédents) : faible aménagement de dalles gneissiques sub-horizontales; e: éboulis; f: estran actuel, avec une petite encoche (front de dalle).

type de modelés caractérise de basses plates-formes étendues et faiblement inclinées dont l'émersion progressive freine les vagues à une certaine distance du rivage, alors que celles-ci pouvaient auparavant arriver directement au pied des reliefs ou contre les volumes surmontant les basses surfaces.

L'absence de véritable encoche peut être liée non seulement à la très faible pente des surfaces évacuées par les glaciers , mais aussi à la structure. Ainsi, la mer n'arrive guère à attaquer une partie des basses surfaces de gneiss leucocrates qui s'ennoient devant Ramberg et Vareid, sur Flakstadøy, en raison d'un débit des passées les plus massives en bancs subhorizontaux épais de 10 à 60 cm; aux passées plus intensément diaclasées ne correspondent que des couloirs peu profonds.
En dehors de ces couloirs, le façonnement marin se traduit surtout, sur le haut estran, par l'ouverture des diaclases, les têtes de rochers étant blanchies et fragilisées en surface, parfois creusées de vasques; les lits mélanocrates plus ou moins schisteux se désagrègent en plaquettes. Là aussi subsistent quelques gros blocs erratiques en particulier à Vareid où l'estran s'inscrit en fait dans un fond d'auge à peine retouché. Ce type de dispositif existe aussi localement sur les gneiss quartzo-feldsthiques de Vestvågøy, en particulier à l'ouest, sur les rives du Vikspollen, sous le Holandsmælen (fig. 209), mais à Vågan, la disposition en dalles peu inclinées favorise au contraire la formation d'encoches peu profondes, d'origine incertaine (fig. 209).

Dans d'étroits secteurs, la mer parvient cependant à inscrire *de véritables platiers*, légèrement en contrebas de la surface léguée par les glaciers, surtout aux dépens des roches fortement fracturées et sensibles aux actions mécaniques. La petite baie de Møkkelvik, ouverte à l'est du débouché d'un petit vallon proche de l'église de Stamsund (Vestvågøy, pl. 11), en donne un bel exemple. Ce couloir large de 300 à 400 m correspond à une bande de gneiss présentant une forte foliation subverticale, de direction WNW-ESE, au sein des mangérites (éch. 336); son fond constitue une surface remarquablement régulière et peu élevée (3-4m), qui s'abaisse doucement vers la mer, et qui montre sur l'estran un relief de détail très accidenté : les plans de schistosité sont exploités en systèmes de crêtes et de sillons de quelques mm de dénivellation, tandis que les joints et les diaclases très serrés (2 à 10 diaclases par mètre) donnent des sillons et des couloirs de hauteur centimétrique à décimétrique, ainsi que des cuvettes séparant des chicots

arrondis. de 1 à 2 m de hauteur. Quelques blocs erratiques de mangérite parsèment cette surface dont une partie s'inscrit légèrement en contrebas du strandflat mangéritique bosselé au-dessous de l'église de Stamsund . D'autres platiers, toujours de faible étendue, existent également dans des secteurs plus exposés où les actions mécaniques d'abrasion sont prépondérantes. A Vikten et à Myrland (Flasktadøy), ils mordent assez nettement, mais sur de faibles largeurs, le fond rocheux de vastes cirques glaciaires. Mais à Vikten, la retouche est très faible, et l'estran parsemé de "boulders" est plutôt du type de celui qui a été décrit à Kvalnes (fig. 95).

La constitution de ces platiers et des modestes encoches qui leur sont associées est fréquemment assistée par *des processus de désagrégation* et d'ameublissement des roches sans lesquels l'abrasion marine serait bien moins efficace.Ces processus sont essentiellement *la gélifraction* et une *désagrégation granulaire* propre au milieu littoral. Nous avons déjà soupçonné le rôle de la gélifraction dans la constitution des modelés déchiquetés des chicots gneissiques sur les hauts estrans rocheux de la façade ouest de Hadseløy, et dans la fourniture d'une partie des débris qui tapissent les fonds de couloirs. Son intervention est à peu près certaine dans le débit en plaquettes des passées plus ou moins schisteuses au sein des gneiss tronqués par les platiers de Møkkelvik ou de Ramberg ; mais dans ces différents cas, l'action des vagues est telle que les débris sont rapidement entraînés ou remaniés et que son rôle réel reste difficile à évaluer. C'est donc dans des secteurs plus abrités que ce rôle est manifeste, spécialement sur les hauts estrans tronquant des roches fortement macrofissurées où la pénétration périodique de l'eau à marée haute et la libération des débris sont particulièrement aisées. Ainsi, on note une extraordinaire fragmentation des paragneiss du groupe de Leknes sur le haut estran près de Lilleeidet, accompagnée de l'individualisation de chicots correspondant aux bancs les plus épais ; mais aucune encoche importante n'est associée à ce phénomène qui concerne une plate-forme à peine inclinée sur laquelle les gélifracts aplatis forment un véritable pavage. Des modelés du même type existent localement sur la rive sud de Vestvågøy, en particulier à Skokkelvik, entre Valberg et le Dalstind; ici, un estran exceptionnellement large et régulier (50 à 100m) correspond à une surface pratiquement horizontale qui tronque des orthogneiss monzonitiques roses assez fortement fracturés (2 à 5 diaclases

par m, fig. 210). Les autres se situent surtout sur les rives des baies presque fermées aux eaux peu agitées parfois saumâtres, spécialement à l'intérieur de Vestvågøy (rives de l'Offersøpollen, Saltisen, Urvatn, Steiropollen). Sur le haut estran faiblement incliné de Hestneset (rive SE de l'Offersøpollen), la désagrégation d'un paragneiss rubané très divisé du groupe de Leknes (éch. 602 et 603, 10 à 30 diaclases par m) aboutit à la formation d'un véritable manteau de graviers et de plaquettes centimétriques anguleuses saines et cohérentes d'où dépassent des blocs erratiques de mangérite. Une faible redistribution des petits élements par les vaguelettes permet le développement d'une encoche littorale décimétrique à la limite supérieure du haut estran. Une telle encoche existe aussi localement sur les rives des couloirs qui sillonnent les gneiss arasés par le large strandflat de Nesje, dans le nord-ouest de Vestvågøy, et elle est souvent un peu plus marquée du fait des pentes plus fortes des estrans (ph. 202); mais elle ne se développe que là où la structure est favorable (gneiss à fortes fracturation et à schistosité marquée, pendage favorable au détachement des débris: fig. 210). Une encoche du même type existe sur le rivage NW du Steiropollen, où les gélifracts forment un mince pavage au-dessus de la roche gélivée (fig.210).

Les effets de la gélifraction littorale sont parfois difficiles à distinguer de ceux *d'une désagrégation granulaire d'origine physicochimique* particulièrement active sur les hauts estrans. C'est le cas sur les rivages de la dépression à fond plat du Vikbotn, taillée dans les orthogneiss monzonitiques œillés de teinte rouge qui forment la partie sud du lobe de Sortland (Langøy, pl. 3)L'estran actuel est légèrement emboîté dans la plate-forme sur laquelle sont disséminés quelques blocs erratiques. La formation d'une véritable petite plate-forme d'abrasion large de 10 m et d'une petite falaise haute de 2 m par endroits (fig. 210) est liée à la très grande sensibilité de la roche à la désagrégation; en effet, l'estran et la base des chicots rocheux sont couverts d'un gravillon polycristallin rouge que les petites vagues redistribuent lentement. Ce matériel provient tantôt directement des affleurements rocheux, tantôt des cailloux individualisés le long des diaclases puis rapidement désagrégés. La désagrégation elle-même témoigne surtout du détachement de grains au contact des lamelles de biotites , et de l'ouverture des clivages des feldspaths, sans qu'aucune évolution chimique ne puisse être décelée : elle est simplement plus poussée que celle que

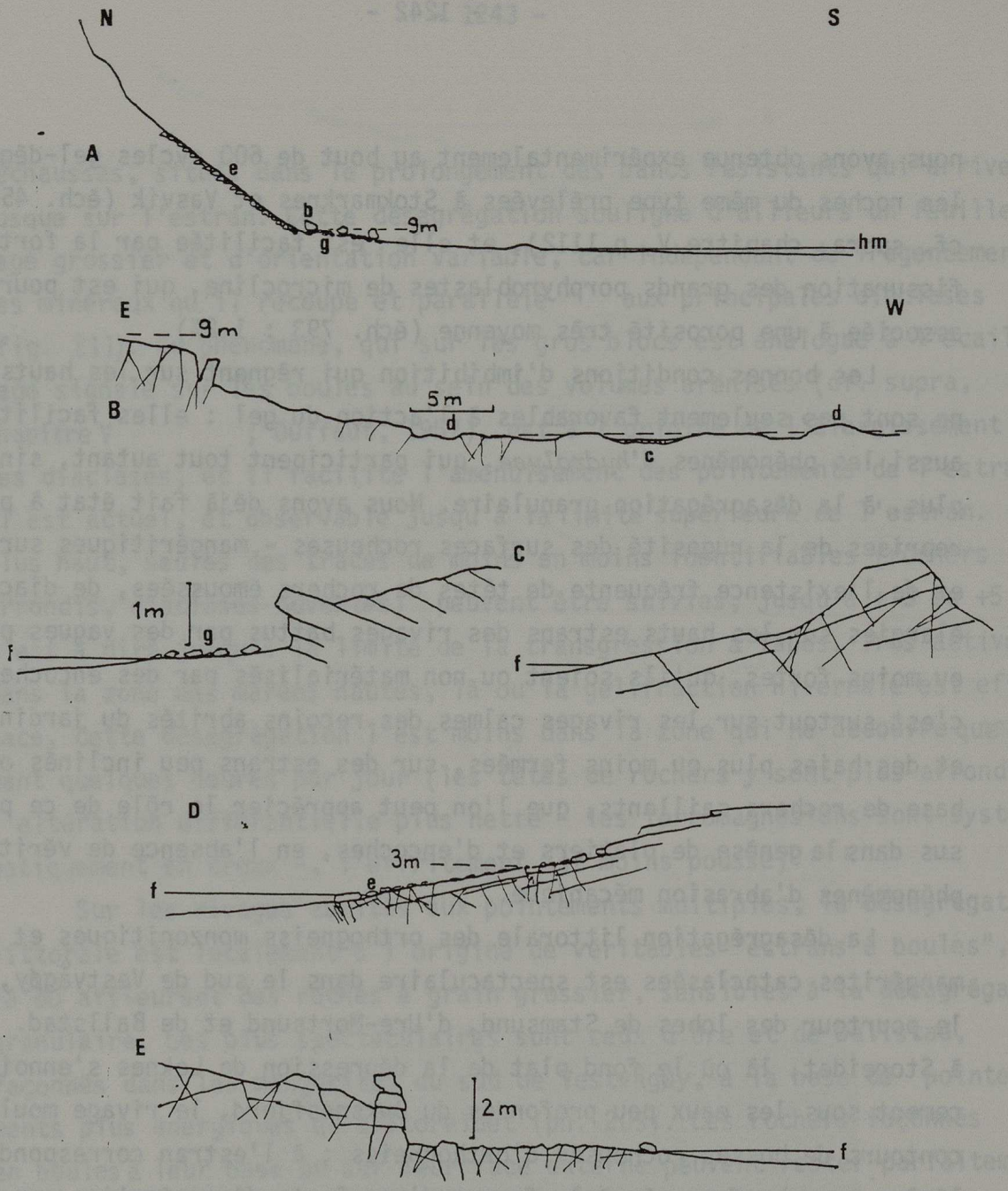


Figure 210 : Estrans à marques de gélifraction sur Vestvågøy et Langøy

A,B: à Skokkelvik (côte SE de Vestvågøy, sur orthogneiss monzonitiques) e: éboulis; g: cordons de galets, avec de gros blocs éboulés ou erratiques (b); les estrans à marques de gélifraction n'ont pu se constituer que plus bas; d: marques de désagrégation en cailloux et gravillons.

C : à Nesje (nord de Vestvågøy, rives de la baie de Hjellevold), sur paragneiss rubanés fortement divisés; encoche et gélifracts (g) là où le pendage est favorable; pas d'encoche sur le revers des dalles là où le pendage est vers la mer; f: limite supérieure des fucus.

D : sur la rive sud de l'isthme d'Elstad (Steiropollen, Vestvågøy); e: estran à plaquettes, cailloux... (paragneiss en pendage 25° ESE).

E : sur la rive SE du Vikbotn (lobe de Sortland, Langøy), sur orthogneiss monzonitiques œillés ; désagrégation en graviers, permettant la formation d'une plate-forme d'abrasion et d'une petite falaise.

nous avons obtenue expérimentalement au bout de 600 cycles gel-dégel sur les roches du même type prélevées à Stokmarknes et Vasvik (éch. 455,794; cf. supra, chapitre V, p.1112), et elle est facilitée par la forte fissuration des grands porphyroblastes de microcline, qui est pouratnt associée à une porosité très moyenne (éch. 793 : 1,2%).

Les bonnes conditions d'imbibition qui règnent sur les hauts estrans ne sont pas seulement favorables à l'action du gel : elles facilitent aussi les phénomènes d'*hydrolyse*, qui participent tout autant, sinon plus, à la désagrégation granulaire. Nous avons déjà fait état à plusieurs reprises de la rugosité des surfaces rocheuses - mangéritiques surtout - et de l'existence fréquente de têtes de rochers émoussées, de diaclases élargies sur les hauts estrans des rivages battus par des vagues plus ou moins fortes, qu'ils soient ou non matérialisés par des encoches. Mais c'est surtout sur les rivages calmes des recoins abrités du jardin d'écueils et des baies plus ou moins fermées, sur des estrans peu inclinés ou à la base de rochers saillants, que l'on peut apprécier le rôle de ce processus dans la genèse de platiers et d'encoches, en l'absence de véritables phénomènes d'abrasion mécanique.

La désagrégation littorale des orthogneiss monzonitiques et des mangérites cataclasées est spectaculaire dans le sud de Vestvågøy, sur le pourtour des lobes de Stamsund, d'Ure-Mortsund et de Ballstad. Ainsi, à Storeidet, là où le fond plat de la dépression de Leknes s'ennoie doucement sous les eaux peu profondes du Buksnesfjord, le rivage moule les contours de bosses rocheuses d'orthogneiss ; à l'estran correspond une légère encoche façonnée à la faveur d'une forte désagrégation granulaire de ces roches massives, à peine orientées, à grain grossier (éch. 533). Les rochers encore cohérents sont rugueux, les feldspaths étant mis en relief par rapport aux alvéoles que laisse le départ des ferromagnésiens. Ce modelé traduit une certaine altération différentielle, mais celle-ci n'est pas systématique : une désagrégation mécanique du même type que celle qui a été observée à Vikbotn intervient probablement, par microgélifraction et peut-être par haloclastie grâce à l'imbibition par les embruns et par de brefs ennoyages à marée haute. Les gravillons polycristallins gris ainsi produits sont facilement mobilisés par les mouvements de l'eau, même très modérés. Il se développe ainsi de petites grèves ennoyant partiellement des têtes de rochers et des blocs à demi désagrégés,

déchaussés, situés dans le prolongement des bancs résistants qui arrivent jusque sur l'estran. Cette désagrégation souligne d'ailleurs un feuilletage grossier et d'orientation variable, car indépendant de l'agencement des minéraux qu'il recoupe et parallèle aux principales diaclases (fig. 211). Ce phénomène, qui sur les gros blocs est analogue à l'écaillage signalé sur les boules au sein des volumes arénisés (cf. supra, chapitre V ; Duffaut, 1957), est à l'origine de l'élargissement des diaclases, et il facilite l'amenuisement des pointements de l'estran; il est actuel, et observable jusqu'à la limite supérieure de l'estran. Plus haut, seules des traces de moins en moins identifiables (rochers arrondis, diaclases ouvertes) peuvent être suivies, jusqu'à + 3 ou +5 m, c'est à dire jusqu'à la limite de la transgression à Tapes. Très active dans la zone des marées hautes, là ou la gélifraction hivernale est efficace, cette désagrégation l'est moins dans la zone qui ne découvre que pendant quelques heures par jour (les têtes de rochers y sont plus arrondies, l'altération différentielle plus nette - les ferromagnésiens sont systématiquement en creux -, l'effritement est moins poussé).

Sur les rivages abrités aux pointements multiples, la désagrégation littorale est localement à l'origine de véritables "estrans à boules", là où affleurent des roches à grain grossier, sensibles à la désagrégation granulaire. Les plus spectaculaires sont ceux d'Ure et de Ballstad, façonnés dans les mangérites du sud de Vestvågøy, à la base de pointements plus énergiques qu'à Storeidet (ph. 203). Les rochers façonnés en boules à leur base ou sur leur face externe peuvent rester parfaitement anguleux dans leurs parties supérieures : la désagrégation et les processus de déchaussement y apparaissent exactement limités au haut estran. Les mêmes observations ont été réalisées sur les rives des baies qui séparent les étroits promontoires mangéritiques su sud-ouest du lobe de Bø, sur Langøy (Steine, Skagen, Kalven), ainsi qu'au débouché des couloirs du Søbergfjell.

La désagrégation littorale touche également des roches basiques, comme les gabbros à grain fin de la rive est du Skjelfjord, sur Flakstadøy, où elle s'accompagne d'un début d'altération des biotites; mais les surfaces polies des roches moutonnées, où les pores sont bouchés par une sorte d'enduit ferrugineux rougeâtre ou violacé d'origine probablement sous-glaciaire, sont bien conservées, et elle forment de petits encorbellements au-dessus des encoches et des vasques peu profondes (2 à 4 cm) du haut estran (fig. 211). Elle affecte aussi des paragneiss, essentiel-

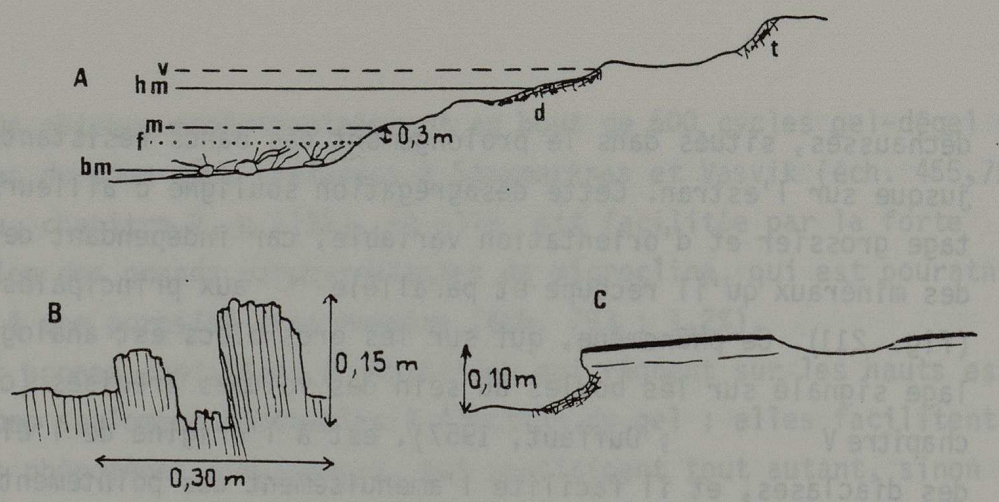


Figure 211 : Désagrégation et altération littorales sur Vestvågøy et Flakstadøy, en situation abritée.

A,B: désagrégation d'orthogneiss monzonitiques sur l'estran de Storeidet (nord du Buksnesfjord, Vestvågøy). d: désagrégation active; t: traces de désagrégation; v: marée haute de vive eau; hm: hautes mers de morte eau; m: niveau moyen de marée; f: limite supérieure des fucus; bm: basse mer de morte eau.
en B: "révélation" d'un feuilletage parallèle aux diaclases, indépendant de la texture de la roche saine.

C : désagrégation granulaire sur une roche moutonnée de gabbro, sur la rive est du Skjelfjord (Flakstadøy), sur le haut estran; désagrégation sous un surplomb correspodnat à un cortex à patine d'oxyde ferrique.

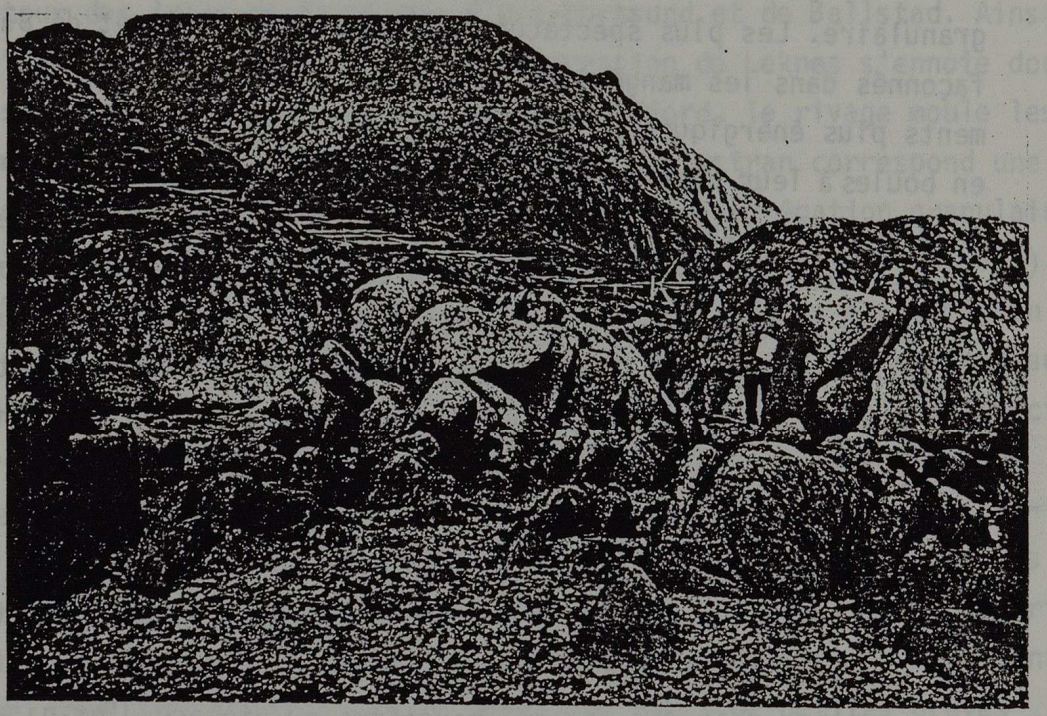


Photo 203 : Désagrégation littorale des mangérites à Ballstad (Vestvågøy) La bande décolorée indique le niveau atteint par les plus hautes marées.

lement des gneiss leucocrates de texture cataclastique et de composition quartzo-feldspathique ou feldspathique, qui affleurent sur Flakstadøy (Ramberg, Vareid : Peulvast, 1977), et sur Vestvågøy (baie de Vik-Haukland, sur la façade ouest). Les rochers de l'estran y sont arrondis, séparés par des diaclases élargies, et leur surface est fragilisée, poreuse, ainsi que l'atteste un liséré d'algues vertes à plus de 5 mm de profondeur). Dans ces différents cas, les gneiss se désagrègent en un sable blanc, fin, redistribué sur place en grèves souvent très large et en dunes (fig. 25); le processus contribue donc avec le remaniement des matériaux morainiques aux actions de colmatage locales qui tendent à régulariser la côte.

Bien que ce processus favorise la formation d'encoches et la régularisation d'estrans jusque dans des secteurs abrités, on peut relever le caractère modeste des retouches ainsi réalisées. De même que pour les autres formes d'abrasion marine, le façonnement littoral est efficace aux échelles décimétrique , métrique, beaucoup plus rarement décamétrique, et il intéresse toujours des volumes rocheux peu importants, surtout là où la désagrégation ne collabore pas de façon très active au processus. Cette discrétion, qui caractérise aussi les formes soulevées, est un des facteurs qui rendent difficile l'identification des formes littorales inscrites dans la roche en place sur le reste du strandflat.

b. la place discrète des encoches et des platiers dans les modelés des plates-formes rocheuses.

Les estrans actuels sont étroits : de quelques mètres ou moins à quelques dizaines de mètres de largeur : la place qu'ils occupent par rapport à la surface du strandflat est très réduite, d'autant plus que la mer ne fait souvent que retoucher des modelés dont l'origine glaciaire reste bien identifiable. Mais l'évolution des lignes de rivage est telle, nous l'avons vu, qu'une partie plus ou moins grande des strandflats a été soumise aux processus littoraux et que des secteurs où les processus littoraux sont actuellement actifs ont pu subir des actions plus importantes lors de périodes où la configuration des rivages et des fonds était différente (l'inverse est également vrai). Le plus souvent, cependant, les traces bien identifiables sont celles qui se trouvent immédiatement au-dessus du rivage actuel, et qui ont été façonnées

récemment, dans les derniers millénaires ; dans les parties externes de l'archipel, celles qui ont été soumises à l'épisode plus ou moins prolongé de la transgression à Tapes, cette netteté tient en outre au fait que le niveau marin a pu se stabiliser approximativement pendant une période atteignant selon les secteurs 1 à 3 millénaires.

Sur les pointements et sur les rebords externes des parties surélevées du strandflat, de tels rivages sont à peine distincts des rivages actuels, et l'ensemble des encoches littorales identifiables ne constitue donc qu'une frange externe étroite, située à plus ou moins grande distance en avant des reliefs. Dans la plupart des secteurs actuellement caractérisés par des modelés de couloirs et de chicots, nous avons mentionné le prolongement de ces formes jusqu'à des niveaux correspondant à ceux qui ont été atteints par la transgression à Tapes. Beaucoup des rivages qui s'inscrivent actuellement dans des basses plates-formes en pente douce et auxquels aucune encoche importante n'est associée se situent en contrebas de promontoires dont les flancs portent des traces d'actions littorales du type de celles qui viennent d'être décrites. Un des plus beaux exemples se situe sur la rive SW de la petite baie de Hov, au nord de la pyramide du Hoven (Gimsøy). La plate-forme rocheuse située entre 15 et 20 m d'altitude y est recoupée par une falaise dont la base se trouve vers + 4 ou + 5m, à la racine d'une concavité de raccord avec une basse plate-forme très faiblement immergée; la mer se contente actuellement de déblayer quelques couloirs dans cette section de raccord, au-dessus d'un étroit platier soulevé encombré de blocs tombés des surplombs (ph. 204). Dans le même secteur, en avant de la face SW du Hoven, le rebord de la haute plate-forme, ici un peu moins élevée, est constitué par de courts abrupts alternant avec des encoches peu profondes, au-dessous d'une terrasse peu nette taillée dans la roche en place vers 6m d'altitude (fig.212); ces encoches dont le plancher se situe entre 2 et 3 m au-dessus de l'estran actuel à moraine lavée, sont limitées à l'intérieur par de petites falaises du même type que celles de Flesa (Vestvågøy). Des niches littorales coalescentes de ce type, larges et hautes de quelques mètres ou encore des systèmes de couloirs, de promontoires et de chicots d'altitude constante constituent les encoches soulevées qui dominent d'étroits platiers et des surfaces inclinées garnies de moraine, dans les rebords des replats périphériques du Søbergfjell et de Gauk-Værøy (côte ouest de Langøy, fig.198), et dans ceux de quelques plates-formes des péninsules du sud de Vestvågøy

(Valberg ; Moland-Malnes, fig. 194). Les formes littorales identifiables n'intéressent donc dans ces cas qu'une frange étroite; elles témoignent de l'aménagement d'abrupts déjà en place lors de la déglaciation.

En situation plus abritée, les formes littorales soulevées inscrites dans la roche en place sont encore plus discrètes et elles ne sont le plus souvent repérables qu'à proximité immédiate des rivages actuels : seules les formes inactives depuis peu sont identifiables, tant la colonisation par la tourbe a vite fait de conférer aux anciens platiers et aux fonds de couloirs parsemés de blocs erratiques des aspects peu distincts de ceux que l'on rencontre sur toutes les surfaces raclées de la région. Les terrasses larges de quelque mètres à 10 ou 20 m que l'on trouve entre 1 et 3 m d'altitude sur les rives de plusieurs baies et fjords comme le Møklandsfjord ıı(Langøy), le Limstrandpollen ou l'Offersøpollen (Vestvågøy, fig 213), ont probablement été façonnées grâce à la gélifraction littorale, de la même façon que le sont les platiers actuels. Mais les petites falaises qui leur sont associées sont souvent peu distinctes des simples rebords de roches moutonnées, comme on peut l'observer sur les flancs des couloirs du strandflat de Strøm-Nesje (ph. 166). Les autres traces sont les modelés de désagrégation granulaire que nous avons décrits sur les mangérites, les orthogneiss monzonitiques et certains paragneiss : elles sont en général étroitement limitées à la frange littorale actuelle, et elles disparaissent au-dessus du niveau de la transgression à Tapes en laissant la place à des modelés anguleux; ce dispositif suggère qu'aucun phénomène de ce type ne s'est trouvé associé aux rivages plus hauts, et qui datent principalement du Tardiglaciaire. Seuls des surplombs où l'humidité peut être importante en permanence présentent des modelés de ce type jusqu'à des altitudes atteignant 25 m (éperon mangéritique de l'église de Stamsund); mais dans ce cas, l'altération superficielle de la roche, qui se traduit par la mise en relief tantôt des feldspaths, tantôt des pyroxènes, et par la fragilisation d'un cortex de teinte brune de plusieurs cm d'épaisseur, peut très bien se poursuivre actuellement, entre autres grâce aux embruns, et n'être pas réellement typique du milieu littoral au sens strict. Dans tous les cas, ces types d'encoches et de modelés littoraux soulevés sont absents des strandflats des régions internes (sud d'Austvågøy, Hamarøy surtout), qui ont connu en permanence un régime régressif depuis la déglaciation.

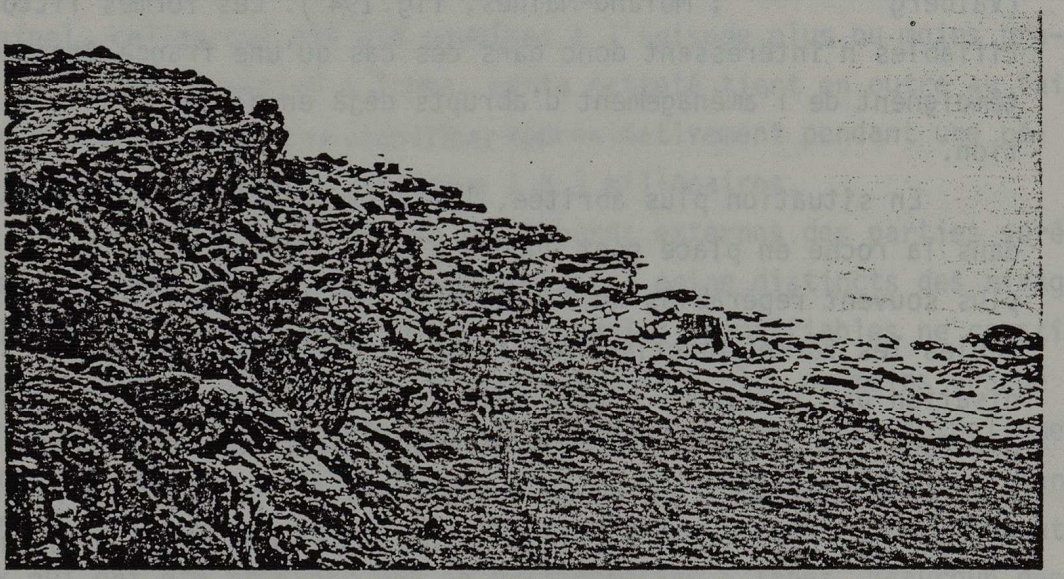


Photo 204 : La falaise soulevée de Hov (Gimsøy).

Le sapement est beaucoup moins efficace sur le rivage actuel, du fait de la profondeur désormais trop faible de la zone pré-littorale.

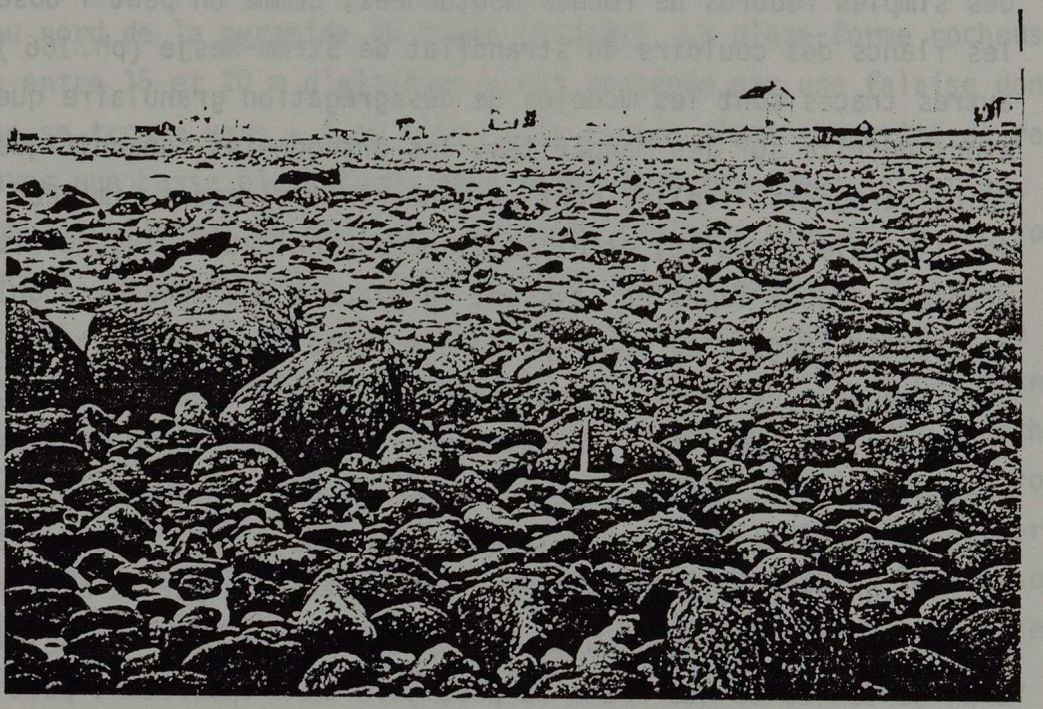


Photo 205 : Estrans à blocs et galets près de Gimstad (Langøy ouest).

Matériel morainique délavé et redistribué, en avant du cordon soulevé de Ginstad (à l'arrière plan).

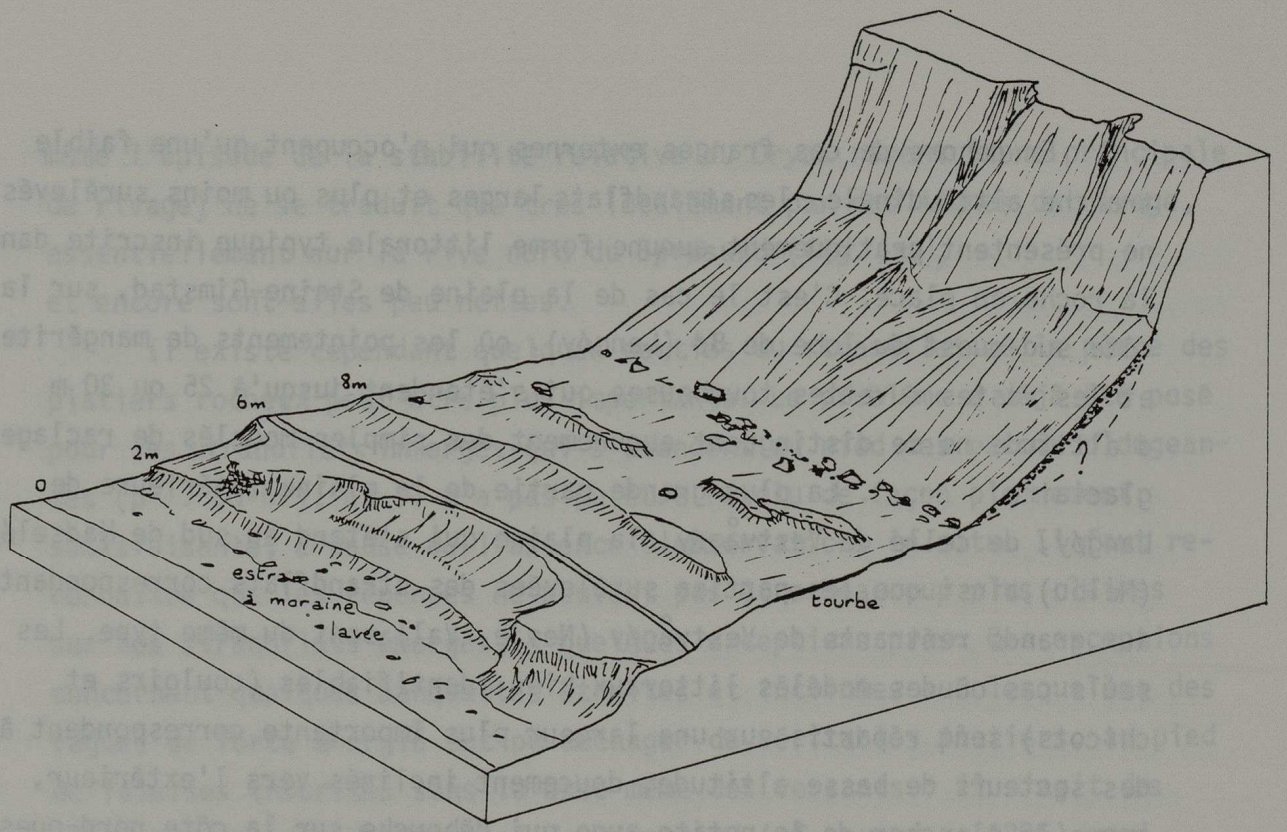


Figure 212 : Formes d'érosion littorale au SW du Hoven (Gimsøy), sur le Vikspollen (100m au nord de Kjerringmyrene): bloc-diagramme schématique.

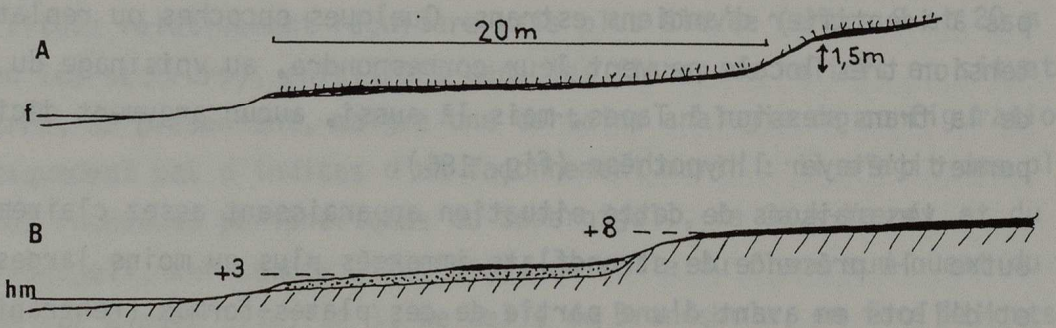


Figure 213 : Basses terrasses littorales à l'extrémité sud du Møklandsfjord (Langøy, A) et sur la rive SE de l'Offersøpollen à Hestneset (Vestvågøy,B). Paragneiss fortement divisés.
Basses plates-formes tourbeuses, dont l'une, en B, correspond à une ancienne plage soulevée formée de matériaux de gélivation des gneiss faiblement remaniés (plaquettes sables, gravillons, emballant des blocs erratiques); cette plage est recoupée par une encoche en haut de l'estran actuel.

En dehors de ces franges externes qui n'occupent qu'une faible tranche altitudinale, les strandflats larges et plus ou moins surélevés ne présentent pratiquement aucune forme littorale typique inscrite dans la roche en place. C'est le cas de la plaine de Steine-Gimstad, sur la côte sud-ouest du lobe de Bø (Langøy), où les pointements de mangérite et les vastes cuvettes tourbeuses qui s'étendent jusqu'à 25 ou 30 m d'altitude ne se distinguent aucunement des simples modelés de raclage glaciaire . La plus grande partie de la plaine intérieure de Langøy, de celle de Vestvågøy, la plaine qui s'étend au sud de Hadseløy, (Melbu),ainsi que les parties surélevées des strandflats correspondant aux grands rentrants de Vestvågøy (Nesje, Val) sont du même type. Les seuls cas où des modelés littoraux bien identifiables (couloirs et chicots) sont répartis sur une largeur plus importante correspondent à des secteurs de basse altitude, doucement inclinés vers l'extérieur, comme le plancher de la petite auge qui débouche sur la côte nord-ouest de Vestvågøy entre Ramberg et le Torvdalsfjell (ph. 143), ou encore quelques secteurs du bassin du Sundklakkstrøm, autour de Grunstad et de Li mstrand. Cependant, aucun galet n'y est visible, les falaises mortes situées dans les flancs des pointements rocheux sont peu distinctes des abrupts dûs au raclage, et la présence de quelques vasques ne suffit pas à identifier d'anciens estrans. Quelques encoches ou replats d'extension très locale peuvent leur correspondre, au voisinage du niveau de la transgression à Tapes, mais là aussi, aucun argument décisif ne permet d'étayer l'hypothèse (fig. 186).

Les raisons de cette situation apparaissent assez clairement : outre la présence de strandflats immergés plus ou moins larges, d'écueils et d'îlots en avant d'une partie de ces plates-formes (rentrants de Flakstadøy-Moskenesøy, de Vestvågøy et du nord-ouest d'Austvågøy), la faible pente des grandes plates-formes émergées suffit à expliquer que les rivages actuels et ceux qui se sont établis à quelques mètres plus haut n'aient pu être caractérisés, sauf localement, que par des environnements de basse énergie . Seul un stationnement plus ou moins prolongé, lors de la transgression à Tapes, a pu permettre la formation de modestes encoches, aux dépens de reliefs acquis pour l'essentiel dès la déglaciation. La quasi absence d'encoche correspondant aux niveaux marins plus élevés, en dehors de quelques secteurs où la mer a pu attaquer la base même des grands versants (cf. supra, p. 1209) s'explique probablement par l'instabilité des rivages au Tardiglaciaire;

même l'épisode de la stabilité relative du Dryas récent (zone principale de rivage) ne se traduit que très localement par des lignes de rivage, essentiellement sur la rive nord du Børøsund (fig. 187), et encore sont-elles peu nettes.

Il existe cependant quelques parties du strandflat où la place des platiers rocheux peut être plus importante. Le problème a déjà été posé pour les strandflats immergés qui s'étendent au pied des parois plongeantes (p . 66-67), et il n'a pas pu être résolu de façon pleinement satisfaisante, à cause de l'absence d'observations in situ. Il faut reconnaître que les réponses ne peuvent pas être beaucoup plus claires sur les strandflats émergés, à quelques exceptions près. Ces exceptions concernent quelques banquettes étroites et inclinées sur lesquelles des vagues de forte énergie ont pu aménager de véritables platiers, au pied de falaises inscrites sans la base même des versants : il s'agit des platiers soulevés de Flesa et de Barstrand (cf. supra, p.1205), qui passent d'ailleurs vers l'extérieur, à proximité du rivage actuel et au-dessous, à des surfaces que la mer ne retouche pratiquement plus (estrans sans encoche, à moraine faiblement remaniée).

Alors que ces platiers, façonnés lors de la transgression à Tapes, sont bien identifiables, d'autres plates-formes à peine plus large, d'altitude relativement régulière mais plus élevée (entre 8 et 20 m selon les secteurs), entaillées dans les flancs de reliefs en situation externe, ne présentent, malgré une certaine analogie de configuration, pratiquement pas d'indices d'un façonnement marin : il s'agit des plates-formes rocheuses périphériques du Søbergfjell, de Gauk-Værøy et du Skårvågfjell, sur Langøy (fig. 198), de celle du flanc sud-ouest du Hoven sur Gimsøy (fig.212), de celle de Brandsholm, en face de Mortsund et de la péninsule de Malnes, sur Vestvågøy (fig.193 et194) et de celles que l'on trouve par endroits au pied du massif du Vågekallen (Austvagøy, pl. 2). Toutes présentent une pente transversale de plusieurs degrés et un relief de détail irrégulier, avec des couloirs, des bosses et des roches moutonnées, au pied de parois rocheuses et d'éboulis ne présentant aucune trace de sapement littoral. Nous n'y avons trouvé des galets que dans un seul cas, à Kjerringmyrene, au pied du Hoven : encore cette petite plage de galets se situe-t-elle sur le rebord de la plate-forme, à une altitude (6-8 m) qui correspond au niveau de la transgression à Tapes. En dehors de ce cas, les modelés ne se distinguent guère de ceux qui sont

liés au raclage glaciaire, et la genèse littorale de ces plates-formes reste hypothétique (elle peut d'ailleurs être pré-weichselienne, puisque nous avons démontré que l'érosion glaciaire a pu elle-même être fort discrète).

Les seuls véritables strandflats qui montrent des traces d'une action littorale jusqu'au pied des versants sont ceux dont la largeur et le profil d'ensemble sont compatibles avec le maintien d'une abrasion marine efficace quelle que soit la position du rivage entre la base du versant et le rebord externe, c'est à dire une largeur inférieure à 200 m et une pente d'ensemble assez régulière, sans pointements rocheux élevés et étendus, de plusieurs degrés (cf. supra, p.1180). Ces conditions sont réalisées sur une partie de la façade occidentale de Hadseløy, de Taenviken à Ångstad : des modelés de couloirs et de petites encoches analogues à ceux du rivage actuel y sont en effet visibles jusqu'à 12 ou 18 m d'altitude, en avant des grottes marines, et des grands cônes d'éboulis ; à la base de ces derniers les gros blocs ont été façonnés en "boulders" (fig. 207). Un tel strandflat, à vrai dire d'un type exceptionnel dans la région, présente donc les traces d'une importante retouche littorale depuis la déglaciation (bien qu'en toutes ses parties on y trouve des blocs erratiques qui n'ont guère été dérangés, et que les pointements rocheux conservent pour la plupart des marques du raclage glaciaire), et ses caractéristiques sont telles qu'il a aussi très bien pu être élaboré comme platier rocheux avant la dernière glaciation : mais il s'agit là d'une hypothèse qui reste sans fondement précis.

La place des modelés littoraux inscrits dans la roche en place et bien identifiables est donc généralement fort discrète, sur les strandfalts comme dans les versants montagneux qui les dominent. Dans bien des cas, la mer s'est contentée d'en aménager les formes de détail et d'en remanier les formations meubles. L'étude de ces remaniements permet d'ailleurs de mieux évaluer encore l'ampleur et les limites des actions marines tardi et post-glaciaires dans le domaine du strandflat.

C. Les modelés littoraux et les matériaux meubles : une contribution modeste au façonnement des strandflats.

L'action de la mer sur les strandflats est aussi une action d'attaque,

de remaniement ou de redistribution des matériaux meubles qui en revêtent certaines parties, et elle se limite souvent à cela. De nombreux littoraux actuels, des estrans à matériel morainique ou des plages construites, en témoignent, ainsi que de nombreuses formes soulevées ; parmi celles-ci, les accumulations de galets bien roulés sont souvent les plus spectaculaires, sinon les seules identifiables.

La place de ces littoraux parmi les formes du strandflat, et leur signification vis à vis de la genèse de cette surface sont variables. Il convient en effet de distinguer ceux qui, représentant surtout des formes d'attaque des dépôts morainiques et périglaciaires de base de versant, traduisent une incapacité de la mer à façonner la roche en place depuis la déglaciation, de ceux où l'édification de formes construites témoigne d'une puissante action de redistribution des dépôts meubles ou des débris provenant du substratum. Dans les deux cas, les conditions dynamiques et leurs variations avec la position des rivages sont bien sûr aussi contraignantes dans la répartition de ces types de formes que la distribution des matériaux meubles suceptibles d'être pris en charge par les vagues.

1. Des formes de remaniement ou d'attague des dépôts glaciaires et périglaciaires (côtes contraposées).

a. de simples remaniements des dépôts morainiques

Le long des rivages établis sur les parties les moins inclinées des plates-formes rocheuses (basses surfaces de l'étage intermédiaire, fonds de vallées, de dépressions ou de couloirs), les vagues arrivent très amorties, quelque que soit la situation géographique. Peu susceptibles d'attaquer la roche en place, à moins d'être assistées dans leur action par d'autres processus, elles n'ont également qu'une action modérée sur les dépôts meubles - essentiellement de la moraine de fond et quelques constructions frontales peu vigoureuses - surtout dans les secteurs abrités où les actions mécaniques à la côte deviennent très faibles, sinon insignifiantes.

Nous avons mentionné plus haut l'existence de nombreux rivages de ce type sur les parties externes des platiers soulevés ou en contrebas des systèmes d'encoches taillés dans les abrupts rocheux qui bordent les

dépressions colmatées. Il existe en effet de fréquents passages latéraux des estrans rocheux à "boulders" aux estrans entièrement inscrits dans la moraine de fond pourtant peu épaisse et où la mer n'a opéré qu'un tri et un déblayage assez superficiels. Les exemples sont multiples, et ils caractérisent aussi bien des rivages en situation externe (baies peu profondes de l'ouest de Hadseløy : ph. 188) que des secteurs plus abrités (rivages actuels en contrebas du platier de Flesa, sur Vestvågøy : ph. 189, ou des encoches de Kjerringmyrene, au pied du Hoven, sur Gimsøy : fig. 212). Ils sont également nombreux en contrebas des encoches plus ou moins bien marqués et des systèmes de roches moutonnées qui abondent sur les rivages des baies , des dépressions et des fjords peu profonds creusés dans le strandflat du sud du lobe de Bø, sur Langøy. De tels rivages existent aussi en contrebas de systèmes de plages et de cordons soulevés que la mer a édifiés sur les parties des plates-formes où des vagues plus énergiques ont pu arriver (cf. infra, p.1291).

L'existence de rivages de ce type est liée à celle des secteurs où la mer est incapable d'éroder de façon significative un dépôt meuble peu épais, et aussi de permettre une accumulation nette des matériaux. L'action de remaniement n'est cependant pas uniforme. En situation relativement exposée, par exemple sur les rives de la baie peu profonde de Gimstad, dans le sud-ouest de Langøy (pl. 4), des vagues destructives mais d'énergie modérée ont véritablement lavé la moraine de fond ici très riche en blocs de mangérite, en la débarrassant des sables et des graviers sur 3 à 4dm d'épaisseur (ce matériel se retrouve étalé en avant de l'estran actuel sur la partie externe du platier). Il subsiste dans la zone intertidale un véritable pavage de blocs et de galets, les blocs de plus de 30cm de longueur étant simplement émoussés, ceux de dimensions moindres étant véritablement arrondis, mais néanmoins rugueux, ce qui ne témoigne pas d'actions mécaniques très efficaces (ph. 205). Ce sont des estrans de ce type qui prédominent parmi les rivages à moraine délavée de l'ouest de Hadseløy, ceux des strandflats du nord de Flakstadøy ou encore ceux des grands lobes septentrionaux d' Austvågøy (Hadselsand, Delp-Laukvik : ph. 196).

En situation plus abritée, le remaniement ne s'accompagne même pas de l'enlèvement de fraction fine, si ce n'est dans une tranche très superficielle. La redistribution des sables et des graviers se traduit simplement par une égalisation de la surface, d'où n'émergent que les plus gros blocs erratiques. Ainsi naissent, particulièrement sur les fonds plats de dépressions et de fjords où les principaux mouvements

de l'eau sont ceux qui sont liés à la marée, de larges estrans ou de véritables zones amphibies parsemés de blocs et souvent transformés en gravières. Certains des plus beaux exemples se situent sur Gimsøy et sur Vestvågøy, sur le plancher du Skifjord en avant du fond plat du cirque de Justad (pl. 11 et ph. 184), sur les rives du Limstrandpollen, de l'Alstadpollen et de l'Årvågen (pl. 2 et ph. 148), et surtout sur les rives des bras de mer de la dépression de Leknes, au sud de la ville (Leknesbugt) ainsi que dans les parties internes de l'Offersøpollen ((Saltisen); ces rivages y alternent avec les plages qui résultent de la redistribution des plaquettes arrachées par la gélifraction littorale aux gneiss et aux schistes du groupe de Leknes. L'aspect des matériaux superficiels (sables, graviers, cailloux sub-anguleux) atteste partout la faiblesse et la lenteur des déplacements; ceux-ci se traduisent cependant par l'accumulation préférentielle des fractions les plus fines (silt, sables, débris organiques noirâtres repris aux sols tourbeux) dans certains secteurs qui tendent donc à s'envaser (véritables étendues de slikke de l'extrémité nord de l'Ørsvåg, sur la côte sud d'Austvågøy, pl. 2 ; ou encore celles de l'extrémité sud du Flakstadpollen, sur Flakstadøy ; vases noirâtres du Leknesbugt) et par la formation de sortes de pavages de plaquettes et de graviers dans les autres secteurs. Mais dans tous les cas, le creusement de tranchées dans ces matériaux nous a montré que les épaisseurs concernées ne sont que d'ordre centimétrique (Ørsvåg), sauf dans le cas des vases à forte teneur organique du Leknesbugt (20 cm, Rabottin, 1977); immédiatement au-dessous, la moraine plus ou moins riche en matrice n'apparaît aucunement dérangée.

Un large estran à moraine de fond délavée caractérise également le fond de la dépression qui, dans le nord de Vestvågøy, sépare l'île rocheuse de Sandøy (25 à 30 m) du lobe de Kvalnes et des lourdes échines dressées sur le strandflat de Val-Sandnes (pl. 2 et 9 ; fig.214). On distingue d'ailleurs parfaitement sur ce vaste fond colmaté et entièrement émergé à marée basse, les estrans proprement dit , étendues de moraine délavée et plages où se produit, à l'écart des cheneaux de marée, une légère accumulation du sable issu de tri de la matrice, des surfaces qui ne sont recouvertes que par les marées hautes de vive eau, et qui grâce à une couverture herbacée fournie, s'apparentent aux "schorres" des marais maritimes. De nombreux blocs erratiques parsèment ces étendues amphibies où les sables, les gravillons et les petits galets repris

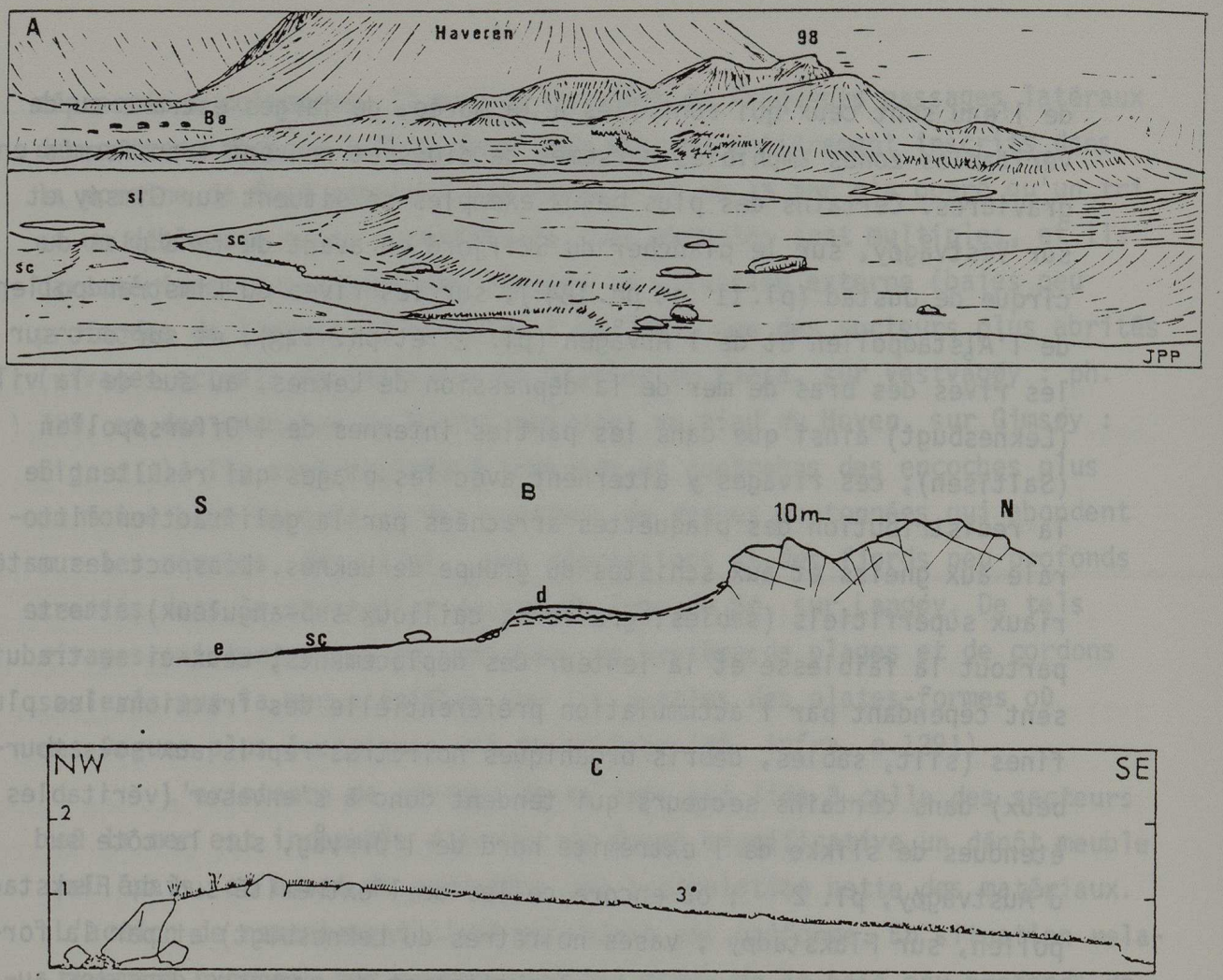


Figure 214 : Dépôts meubles et formes littorales dans la baie de Bø-Sandøy (Vestvagøy).

A : vue d'ensemble, vers le SE, depuis la dune ourlant le rebord sud de Sandøy (voir aussi fig. 100); rivages actuels en contrebas de larges plates-formes tourbeuses à blocs erratiques vers 3-4m ; sc: schorre; sl: slikke (très peu épaisse).

B : coupe schématique du sud de Sandøy, correspondant à ce dispositif (qui tourne le dos à la mer ouverte); e: estran actuel.

C : profil transversal du bourrelet morainique de Bø, visible sur la figure 100; d'après Rabottin (1977).

à la moraine se mêlent localement à des gélifracts issus de rares pointements rocheux à peine saillants. La faiblesse du remaiement explique que le fond morainique de la dépression ne soit pas parfaitement plat : en effet, un vallum morainique encore bien identifiable y forme un arc de cercle devant les fermes de Bø, au débouché du cirque du Dalvatn (pl. 9 et fig. 100). Il s'agit d'une levée festonnée haute de 1,2 à 1,8 m et large de 20 m au maximum ; hérissée de blocs anguleux, elle oppose un flanc interne presque plat, incliné à 3° et terminé par un petit talus de sapement façonné par lavage de la matrice, à un front externe plus brutal, surtout lorsqu'il est ancré sur de gros blocs (Rabottin, 1977; fig. 214); celui-ci domine par l'intermédiaire d'une étroite surface inclinée et pavée de petits cailloux le fond de la baie où sables et graviers sont recouverts d'une fine pellicule de vase. La levée retient une sorte de petite lagune vidangée par de minuscules "graus". Sa morphologie superficielle n'est guère compatible avec ce qu'on pourrait attendre des résultats de l'abrasion marine aux dépens d'un vallum plus considérable. En outre, nous avons pu établir (chapitre III, p.536) que ce vallum correspond à l'épisode de glaciation de montagne du Dryas très ancien, c'est à dire à une période où le rivage stationnait à plus de 15 m au-dessus du rivage actuel. Il s'agit donc probablement d'une ancienne moraine sous-marine du même type que celles du Kartfjord, et dont le profil aplati est lié au mode de mise en place. La mer a pu édifier en arrière de ce vallum des plages et des cordons de galets bien développés, lors de périodes où l'immersion de la dépression, des îlots bas qui la séparent du large,et de ses levées morainiques était suffisante (rivages de + 15 et + 10 m, chapitre III, p.539). Mais la configuration actuelle du rivage et même celle qui peut être liée à un niveau moyen de marée correspondant au sommet de la moraine - pour lequel aucun épisode de stationnement prolongé n'est attesté- ne permettent aucune abrasion; à l'exception des parties qui s'appuient sur la base des versants et se trouvent nettement au-dessus du fond de la dépression, les dépôts et les constructions morainiques de cette cuvette étendue et abritée n'ont subi qu'un simple remaniement superficiel consécutif à l'excondation actuelle, et aussi à celle, temporaire du Dryas récent. De même, les multiples levées parallèles qui tendent à barrer la base au nord du vallum, et dont il existe également des répliques dans le Saltisen ou dans le Skifjord, représent-elles également

des constructions morainiques à peine retouchées ; hautes de 0,5 à 1,5 m, larges de quelques mètres et espacées de 50 à 150 m, elles sont constituées de gros blocs aux arêtes émoussées émergeant d'une matrice de sables et de graviers en partie lavée. Leur disposition perpendiculaire au courant de glace qui pouvait provenir du cirque du Dalavatn aussi bien que de l'auge de Steiro suggère qu'il s'agit de petites constructions édifiées par pression différentielle sur la moraine de fond saturée d'eau au fur et à mesure du retrait par vêlage d'une langue glaciaire mince à la limite de la flottaison, selon le mécanisme envisagé par Hoppe (1950, fig. 98). La mer s'est contentée d'en laver superficiellement la matrice au cours de l'actuel processus d'émersion.

De même, la situation abritée du Rålsfjord et la faible agitation de ses eaux expliquent que les deux vallums juxtaposés du cirque du Kangerufjell et du Kartfjord, dans le sud-est de Vestvågøy, soient à peine retouchés (cf. supra, chapitre III, p. 539). Les raisons en sont évidentes pour la plus grande partie du vallum du Kartfjord, qui est resté sous-marin depuis son édification. Mais ce que l'on peut apercevoir de sa topographie à marée basse ne diffère pratiquement pas de celle qui caractérise le vallum du cirque du Kangerufjell, avec un sommet aplati large de 30 à 50 m, hérissé de gros blocs anguleux et compris entre 2 et 4 m d'altitude (pl. 11 et ph. 206). L'exondation ne s'y est traduite par aucune attaque marine importante ; sur l'estran actuel, les cailloux et les blocs, à peine émoussés, sont simplement débarrassés de leur matrice. Les actions littorales sont encore plus insignifiantes sur les rives de la petite lagune retenue par le bourrelet. Seule la transgression à Tapes a laissé une petite plage de galets bien roulés, entre 5 et 6 m d'altitude, à la base de la partie surélevée du vallum, à son contact avec le versant montagneux au sud du cirque (pl.11 et ph. 84). A ce niveau a correspondu une immersion du reste du vallum sous 2 ou 3 m d'eau, et par conséquent une abrasion marine probablement nulle ou très faible. En outre, la présence de très gros blocs sur la face externe du bourrelet a sans doute contribué à contrarier l'action des vagues.

Du fait de l'absence de formes spécifiques, *les estrans soulevés à moraine délavée* sont très difficiles à identifier sous leur couverture herbacée ou sous les placages tourbeux qui s'y sont développés, d'autant plus que les variations de configuration des côtes au cours du d'un processus d'exondation continu (régions internes) ou interrompu par

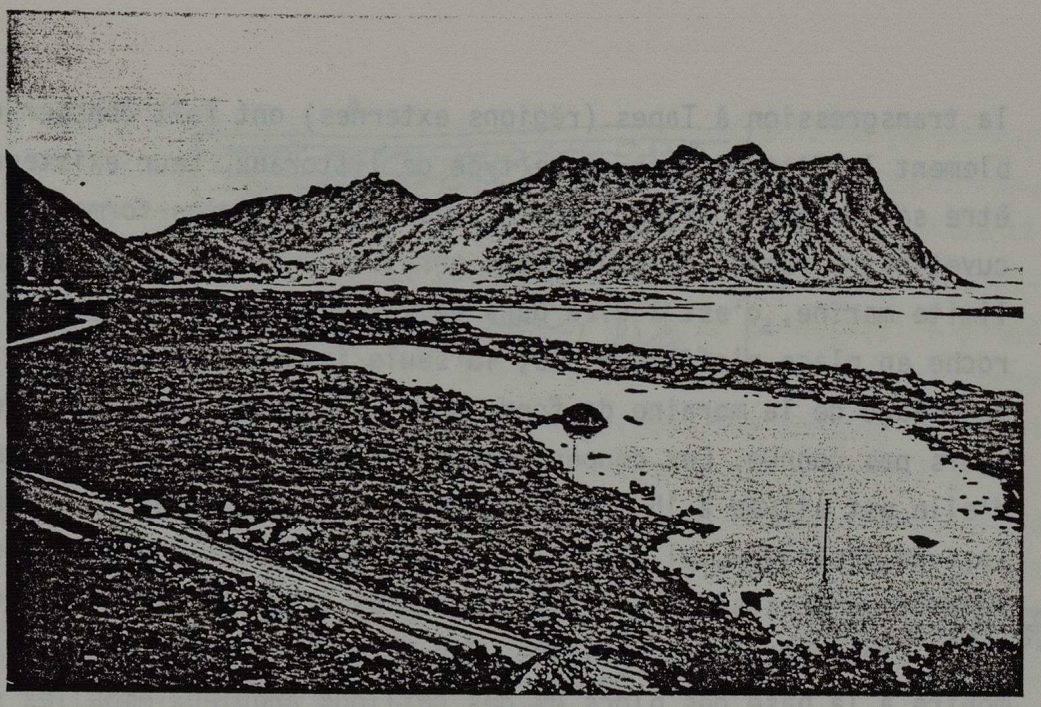


Photo 206 : Ancien vallum morainique sous-marin au pied du Kangerufjell (Vestvågøy).
Vu vers le NE (au fond : le Rålsfjord et le Valbertind, 515m)

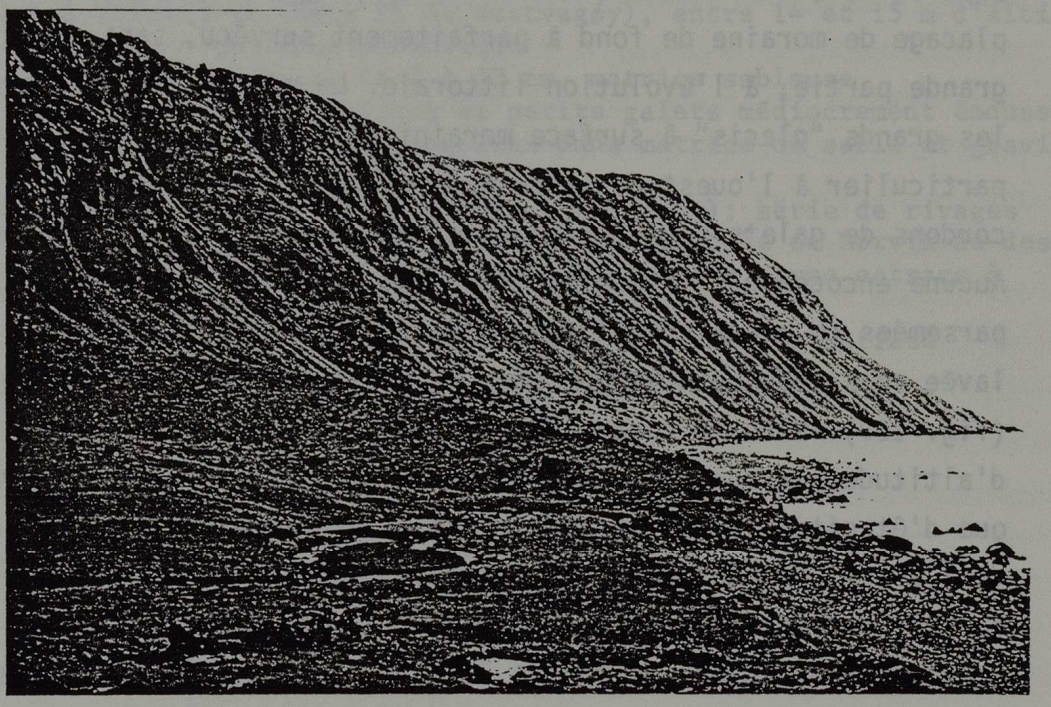


Photo 207 : La moraine terminale de l'Utdal et le Klevheia (Vestvågøy, lobe d'Eggum). Vus vers l'WSW.
La partie externe de l'arc est avachie, et complètement démantelée. Talus de sapement de la Transgression à Tapes en arrière de ce renpart (au premier plan, à droite).

la transgression à Tapes (régions externes) ont fait changer considérablement la distribution de ce type de littoraux. Leur existence peut être soupçonnée sur les surfaces planes, les plates-formes et fonds de cuvettes, parsemés de gros blocs erratiques et situés au-dessous de la limite marine, c'est à dire dans de vastes parties du strandflat où la roche en place n'affleure pas; la seule incertitude porte sur le degré de lavage de la moraine de fond, dont l'épaisseur initiale n'est d'ailleurs pas connue. Les coupes sont rares sur ces étendues planes. L'une d'elle est située à 15 m d'altitude sur le strandflat du Molandsvik (est de Vestvågøy, pl. 2), légèrement en contrebas d'un cordon de galets et au-dessus des surfaces rocheuses inégales parsemées de gros blocs qui s'étendent jusqu'au rivage. Sur 2,2 m d'épaisseur (fig.215), elle montre à la base des blocs et des cailloux anguleux emballés sans ordre dans une abondante matrice de graviers ; - le matériel est mieux trié au-dessus (lits de petits galets et de graviers médiocrement émoussés, puis galets plus grossiers - 5 à 30 cm -, inégalement émoussés, emballés dans une matrice sableuse);mais s'il s'agit bien d'un remaniement marin superficiel, sans doute sur une bas de plage, il faut remarquer que le placage de moraine de fond à parfaitement survécu, sans doute en très grande partie, à l'évolution littorale. La même situation caractérise les grands "glacis" à surface morainique du nord-ouest d'Austvågøy, en particulier à l'ouest de Strønstad, et de part et d'autre des grands cordons de galets de la transgression à Tapes, autour du Sandsmælen Aucune encoche n'y interrompt les pentes douces revêtues de tourbe et parsemées de blocs erratiques émoussés; les estrans actuels à moraine lavée se situent exactement dans le prolongement de ces topographies (fig. 189). Dans le centre de Gimsøy, au sud du store Svartvatn, à 15 m d'altitude, la moraine de fond est aussi parfaitement conservée, de même que d'étroites levées parallèles de matériel morainique anguleux, hautes de 2 à 3 m, probablement des équivalents de celles qui sont encore en partie immergée à l'est de Sandøy ; les retouches des dépôts et des constructions formés au moment de la déglaciation sont restées presque inexistantes dans ce secteur plat dont l'exondation a d'ailleurs été très précoce.

b. des formes de sapement en grande partie inactuelles

Le front des constructions proéminentes - glaciers rocheux surtout -

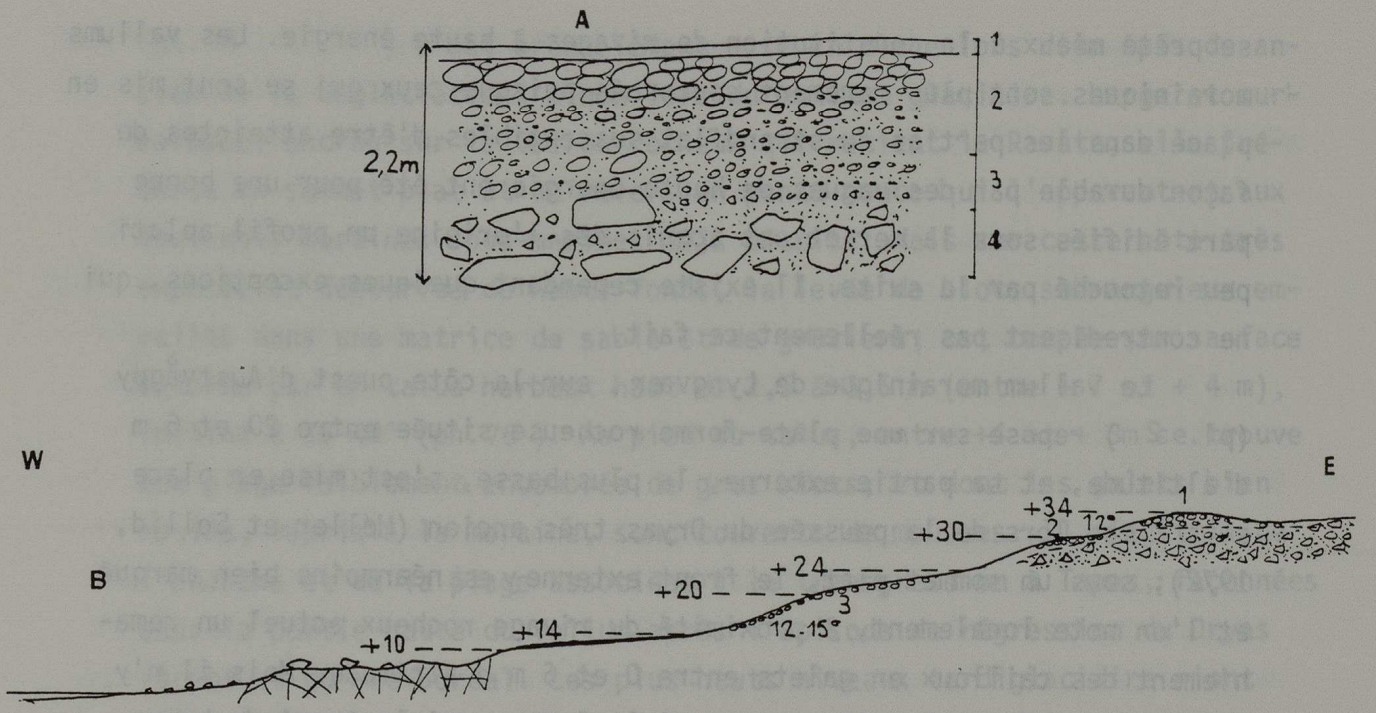


Figure 215 : Remaniement littoral de formations morainiques.

A : à Molandsvik (côte SE de Vestvågøy), entre 14 et 15 m d'altitude;
1: sol à tendance podzolique
2: lits de galets de 5 à 30 cm, matrice sableuse
3: lits à gros graviers et petits galets médiocrement émoussés
4: blocs et cailloux anguleux dans matrice de sable et graviers

B : au fond de la baie de Rørvik (Austvågøy); série de rivages soulevés, façonnés dans la moraine frontale de Rørvik au-dessus de 14m, dans la roche en place au-dessous, avec estrans à moraine délavée.
1: galets de 40cm de grand axe en moyenne, en surface
2: galets de 30 cm
3: galets de 15 cm en moyenne

se prête mieux à la constitution de rivages à haute énergie. Les vallums morainiques sont plus rarement concernés puisque ceux qui se sont mis en place dans les parties du strandflat susceptibles d'être atteintes de façon durable par des vagues de haute énergie ont été pour une bonne part édifiés sous la mer et ont acquis dès l'origine un profil aplati peu retouché par la suite. Il existe cependant quelques exceptions, qui ne contredisent pas réellement ce fait.

Le vallum morainique de Lyngvær, sur la côte ouest d'Austvågøy (pl. 2) repose sur une plate-forme rocheuse située entre 20 et 6 m d'altitude, et sa partie externe, la plus basse, s'est mise en place sous l'eau lors de la poussée du Dryas très ancien (Møller et Sollid, 1972); sous un sommet plat, le front externe y est néanmoins bien marqué et l'on note localement, à proximité du rivage rocheux actuel un remaniement des cailloux en galets entre 0 et 6 m d'altitude. Mais il n'y a pas là de véritable attaque, et ni la largeur ni le tracé du bourrelet se sont véritablement influencés par ce processus; aucune encoche ne correspond aux rivages plus élevés de la transgression à Tapes et du Dryas récent. A l'inverse, le grand vallum morainique de Finsæter, dans le nord-ouest de Hadseløy, s'est mis en place alors que la mer n'en baignait que la base et que la langue de glace adhérait au lit ; ce très gros bourrelet, que nous avons suivi dans sa partie ouest jusqu'à 170 m d'altitude, au contact avec la paroi du grand cirque du Lamlitind, domine par une pente de 30° la plate-forme rocheuse bosselée sur laquelle il repose à 12 m d'altitude. Bien que ce contact se situe nettement au-dessous du niveau marin correspondant à l'époque de la poussée glaciaire (Dryas très ancien, 25 à 28 m selon le diagramme de Møller et Sollid), aucune encoche n'est visible dans le front (fig. 196). Seule une section particulièrement raide (35°) et rectiligne recoupant la partie médiane du vallum au-dessus de la ferme de Teigan, évoque une ancienne forme de sapement, et elle se prolonge au NE par un talus peu net dans la roche en place (pl. 3); mais aucune forme spécifiquement littorale n'y est visible, ce qui peut d'ailleurs s'expliquer en partie à la base du bourrelet par l'effondrement de blocs dans le talus de sapement et par la fossilisation d'une ancienne plage.

Les seules formes de sapement actuelles que nous ayons pu observer dans des constructions morainiques se situent sur la façade externe de l'archipel. La moraine frontale de Nykvåg, sur la côte ouest de Langøy

(pl. 4 ·) s'est probablement mise en place lors d'un épisode ancien de la déglaciation, sinon lors du maximum glaciaire. Large et surbaissée, ancrée sur le verrou rocheux qui retient le Ravatn, elle présente un sommet plat et un revers en pente douce qui l'apparentent aux anciennes moraines sous-marines déjà décrite. Mais sur cette côte très exposée et dépourvue de hauts fonds, la levée de blocs sub-anguleux emballés dans une matrice de sable et de graviers, est coupée sur sa face externe par un talus herbeux haut de 2,5 à 3,5 m (entre + 7 et + 4 m), incliné à 35-40° (ph.76). Au pied du talus, entre +4 et + 3m se trouve une plage faiblement encombrée de gros blocs, et dont les galets bien roulés, repris à la moraine, sont couverts de mousses. Il s'agit là de l'encoche et de la plage associées à la transgression à Tapes, façonnées dans la partie haute du vallum après l'épisode de régression du Dryas récent et du Pré-Boréal. Les plus hauts niveaux tardiglaciaire n'ont laissé aucune trace sur le sommet de la moraine et sur les versants montagneux qui se trouvent en arrière. La régression récente a mis la falaise hors d'atteinte des vagues. L'encoche est reliée au rivage actuel par un glacis de galets inclinés à 8-10°, qui n'est atteint à marée haute que lors des tempêtes. Plus bas, la zone intertidale proprement dite montre un matériel plus grossier, mal roulé, parmi lequel se trouvent de nombreux blocs ou"boulders" proéminents ; il s'agit là d'une forme actuelle de remaniement et de lavage du pied du vallum, mais la mer apparaît incapable de mobiliser les éléments métriques. Les éléments plus petits sont rejetés sur le haut estran, dont on peut d'ailleurs suivre le passage latéral vers le nord à un cordon de tempête en partie inactuel, détaché de l'accumulation morainique et de la moraine de névé qui lui succède au nord, sous le Trollan (pl.2 et ph.86). La présence de gros blocs à peine émergés à marée basse jusqu'à 10 ou 15 m en avant du rivage suggère que le front du bourrelet a pu reculer au total de 10 à 30 m selon les secteurs, mais au prix de l'aménagement modéré d'une pente initialement assez faible.

L'ampleur du recul peut être un peu plus importante sur les parties externes des vallums frontaux d'Eggum, sur Vestvågøy; mais là aussi, la morphologie initiale peut contribuer avec les actions marines à expliquer les grandes brèches qui éventrent les parties externes (ph.82). Ainsi, la partie ouest de la moraine terminale de l'Utdal est recoupée, de même que les grandes accumulations de pied de versant du Klevheia, par

un rivage entièrement inscrit dans les matériaux meubles qui se sont mis en place sur une plate-forme rocheuse probablement située à faible profondeur au-dessous. La brèche dans l'arc morainique se situe au point d'inflexion entre la moraine latérale et la moraine frontale proprement dite, à 150 m en avant du versant montagneux (ph. 207); l'extrémité de cette levée haute de 15 à 20 m, qui oppose une pente externe de 35° à une pente interne de 30° constitue un saillant long de 20 m sur le système de talus et de plages soulevées qui recoupe toutes les formations meubles de la retombée NW du massif d'Eggum. Il n'est cependant pas certain que l'érosion littorale soit la principale responsable de cette interruption. La poussée glaciaire responsable de l'édification de cette moraine remonte probablement au Dryas très ancien (Bergström, 1973 ; Peulvast, 1981; cf supra, chapitre III, p. 536), vers 13 000 BP; cette date correspond à une position de rivage vers +16 ou + 17 m, tandis que la base de la partie externe de la moraine se situe entre 15 et 20 m au-dessous de ce niveau. Comme dans le Rålsfjord, la partie terminale de la langue glaciaire a pu flotter, et n'édifier qu'une moraine frontale très aplatie dans le prolongement de la moraine de poussée plus puissante édifiée là où la glace adhérait au fond (la même explication peut rendre compte de l'absence de l'arc frontal devant le Heimerdal : ph.82).
La contrepente peu marquée qui retient un petit étang en arrière de l'extrémité du bourrelet occidental, et qui est coupée par le talus de sapement littoral peut constituer un reste du rempart sous-marin avachi ; l'alignement de gros blocs ou "boulders" qui parsèment l'estran actuel et qui émergent partiellement à marée basse en avant du rivage actuel, dans le prolongement de la levée latérale, en jalonne probablement le front (ph. 207). Quant à la haute levée, à l'aspect très frais, elle ne paraît pas avoir été affectée par le sapement littoral ailleurs responsable de la formation du talus incliné à 35° qui domine la principale plage soulevée du secteur, entre 8 et 9 m (transgression à Tapes); son extrémité est tout à fait semblable à celle de la partie haute du vallum sud du Kartfjord (ph. 84), et la base n'apparaît que lavée superficiellement, mais non sapée, aussi bien au niveau +8 à +9m que sur l'estran actuel. L'érosion littorale, qui s'est surtout exercée ici comme à Nykvåg lors de la transgression à Tapes, n'a provoqué un recul du vallum et des accumulations de moraine de fond situées en arrière que là où l'édifice était initialement peu vigoureux et moins

incliné, permettant le déferlement des vagues sur le rivage. Le même raisonnement s'applique probablement à la moraine du Heimerdal, où l'extrémité de la partie haute du vallum domine d'ailleurs un véritable cordon de galets à + 9m (ph.83 et fig.216).

Les deux arcs morainiques incomplets de l'Utdal et du Heimerdal ne constituent qu'une partie des complexes accumulations chaotiques qui masquent partout la roche en place entre Klevneset et Eggum (Møller et Sollid, 1973; Peulvast, 1981; cf. supra, chapitre III, p.). Le rebord externe de ces glaciers rocheux de base de paroi est partout recoupé par un talus légèrement sinueux dont le sommet se situe entre 18 et 37 m. A l'ouest, près des falaises basales discontinues de Klevneset, ce sont les éboulis et les cônes qui s'étalent à leur pied qui sont recoupés par ce talus herbeux, incliné à 36°, où de gros blocs à demi délogés dépassent du matériel hétérométrique riche en matrice terreuse (fig. 163); la base du talus, comprise ici entre 4 et 5 m d'altitude, y est moins élevée qu'ailleurs, et elle est constituée par une sorte d'étroite terrasse de galets bien roulés de roches variées (les mangérites, gneiss et amphibolites qui constituent le massif d'Eggum et que l'on retrouve dans les glaciers rocheux et les moraines terminales). Les mêmes galets, de 12 cm de grand axe en moyenne, avec une forte fraction entre 20 et 30 cm tendant à constituer un pavage superficiel, couvrent la plage inclinée qui s'étend immédiatement au-dessous jusqu'au bas estran parsemé de "boulders"; ceux-ci jalonnent probablement une position plus avancée du talus. L'entaille littorale semble être ici récente, la "terrasse" de 4-5 m et le sommet de la plage de galets constituant une sorte de crête de tempête en grande partie fonctionnelle, entassée sur un plancher incliné prolongeant l'estran à "boulders". La constitution de cet estran en avant de l'encoche elle-même est probablement liée au fait que le mouvement régressif toujours en cours provoque une diminution croissante de la profondeur en avant du rivage, telle que l'énergie des vagues au rivage est maintenant moindre que celle qui pouvait correspondre à un niveau situé seulement 2 ou 3 m plus haut.

Plus au nord-est, une terrasse ou un cordon de galets atteignant 8 à 9 m d'altitude s'interpose partout entre le talus herbeux et l'estran actuel à "boulders" (fig. 216*). Présentant le même matériel que celui de la "terrasse" de 4-5 m, il peut correspondre à la crête de tempête édifiée lors de la transgression à Tapes (qui atteint la côte + 6m).

* (ph.208)

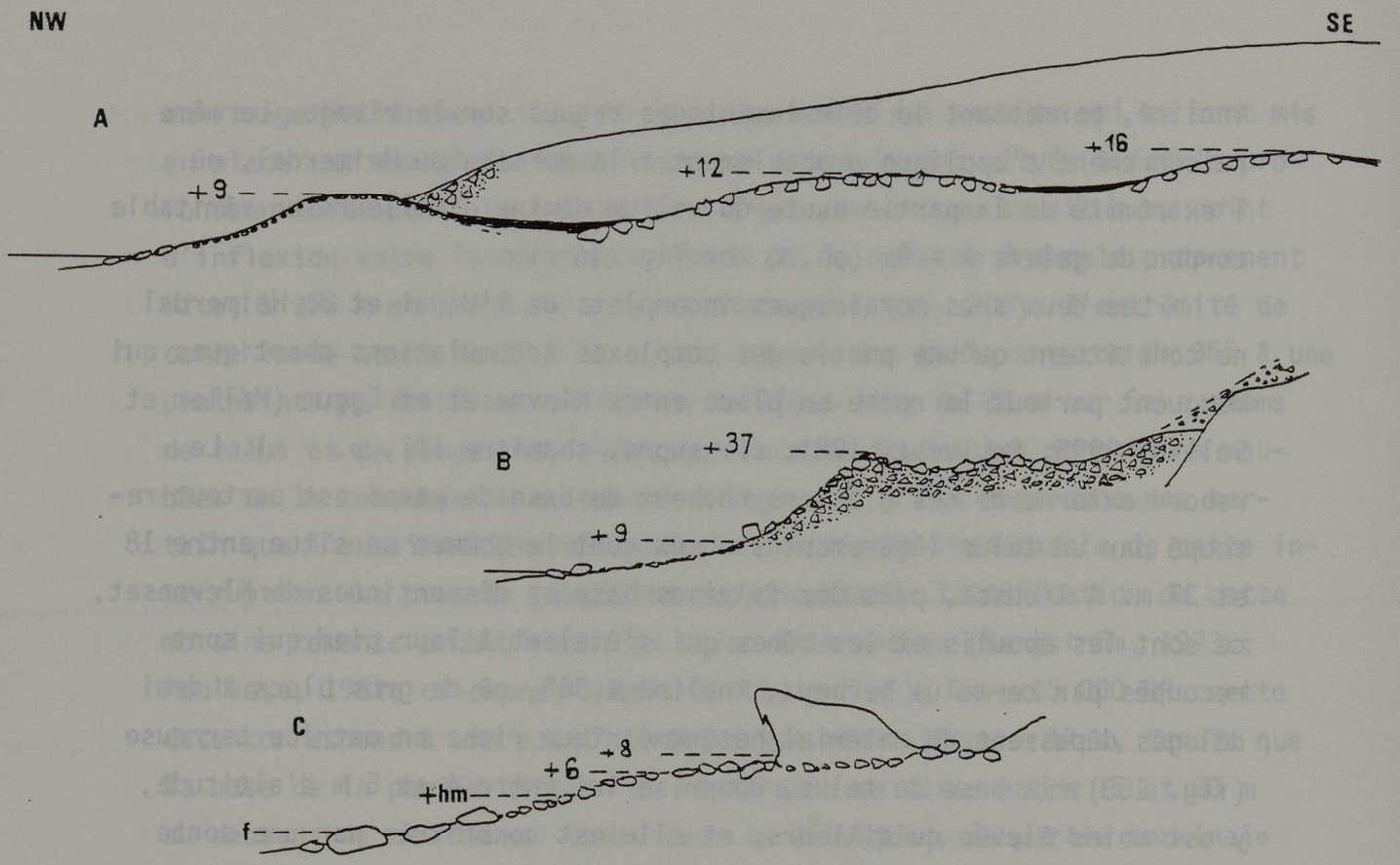


Figure 216 : Plages soulevées et accumulations glaciaires ou de bas de versant au SW d'Eggum.

A : cordon de galets et hauts bourrelets au SW de la moraine latérale ouest du Heimerdalsvatn (profil du vallum à l'arrière-plan); larges bourrelets obliques par rapport au rivage actuel, avec blocs peu émoussés pointant à travers la tourbe.

B : talus de sapement, incliné de 36 à 41°, au front du glacier rocheux de base de paroi.

C : détail de la frange littorale au pied de ce talus, avec le rivage actuel de la transgression à Tapes (+8 à +9m), aux galets couverts de mousse, et l'estran actuel à "boulders"; f: limite supérieure des fucus.

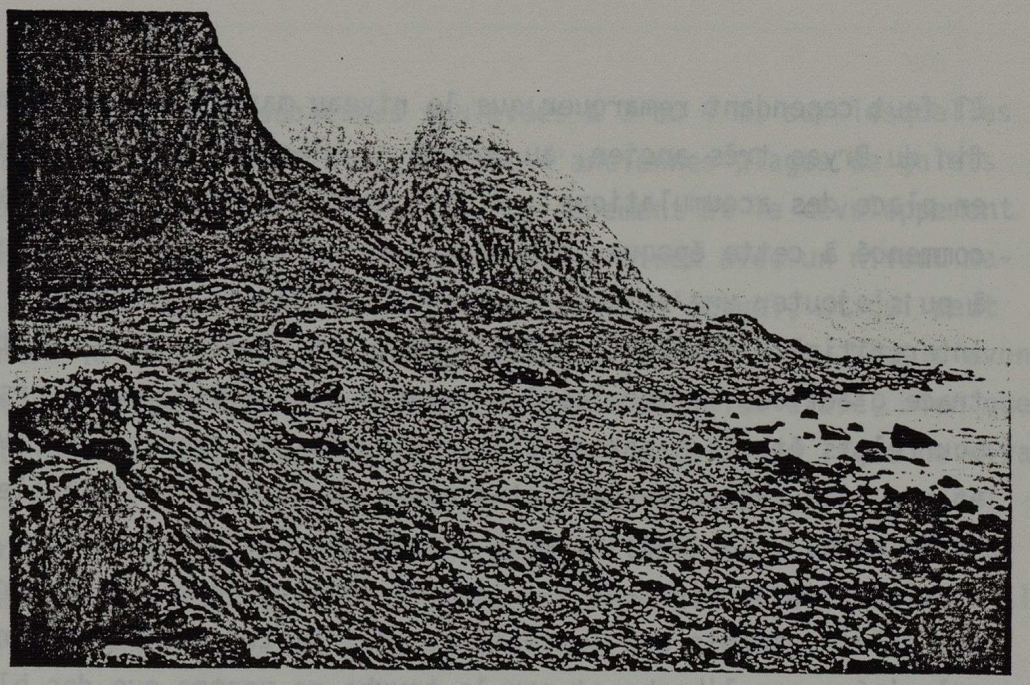


Photo 208 : Talus de sapement et plage soulevée (+8 à +9m) sur la front du glacier rocheux de base de paroi su Heimerdal (lobe d'Eggum, Vestvågøy).
Vu vers le SW. Vers le bas : passage à un estran à "boulders"

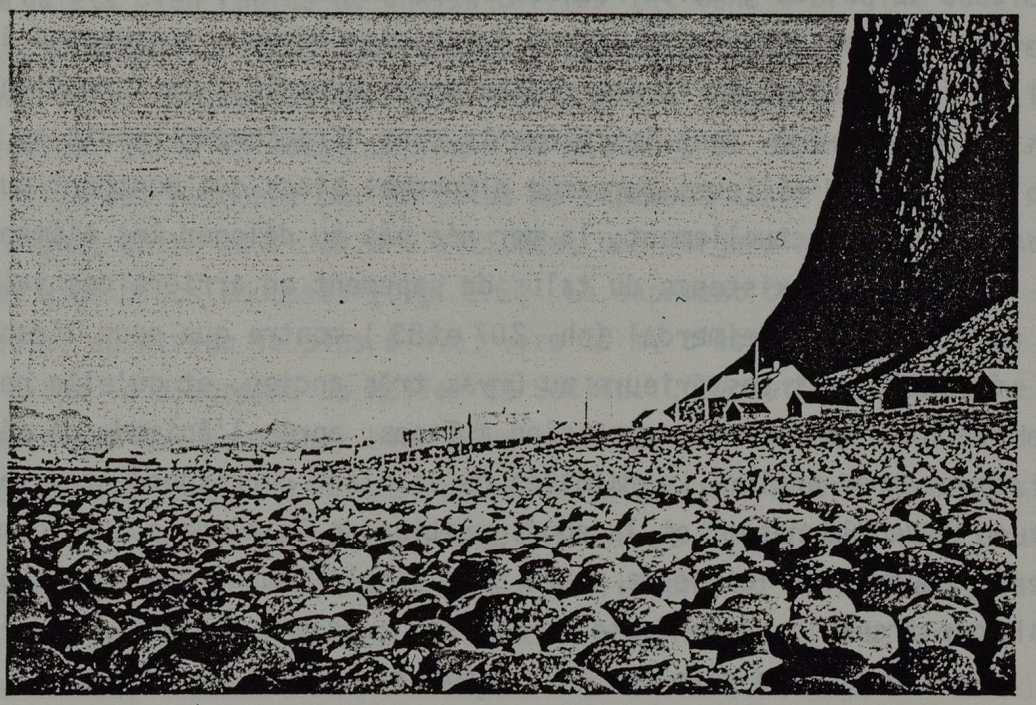


Photo 209 : Le cordon de galets d'Eggum, 400m en avant de la face nord de l'Eggumsaksla (500m).
Sommet inactuel à +6m. A droite: le personnage donne l'échelle (les "galets" atteignent en moyenne 80cm de grand axe).

Il faut cependant remarquer que le niveau marin a été le même vers la fin du Dryas très ancien, au moment où s'achevait probablement la mise en place des accumulations ; il est donc possible qu'un sapement ait commencé à cette époque, d'autant plus qu'à l'action mécanique des vagues à pu s'ajouter une attaque thermique aux dépens du matériel à glace interstitielle (Zenkovitch,1967; Peulvast, 1981). Il n'existe aucune trace d'actions littorales à un niveau plus élevé, en dehors de deux bourrelets étagés à sommet plat, obliques par rapport au rivage actuel, et que l'on trouve de part et d'autre de la moraine latérale orientale du Heimerdal (ph. 83); le plus bas de ces bourrelets larges de 30 à 40m et situés respectivement à + 12 et + 17m présente sur sa surface externe des galets, tandis que le reste de ces constructions en grande partie colonisées par l'herbe et par la tourbe ne montre que des blocs à peine émoussés (fig. 216). Ces constructions qui ne se trouvent pas directement au contact des glaciers rocheux pourraient remonter au début du Dryas très ancien; elles correspondent à une configuration du rivage très différente de l'actuelle, avec une avancée probablement importante vers le NW, du glacier rocheux situé immédiatement à l'est (fig. 216). Le sapement littoral du front du glacier rocheux correspond à un niveau marin plus bas, et il est probablement associé à la formation de la plage de +8 -9 m, dont les éléments sont directement repris au talus; cette plage est d'ailleurs parsemée d'énormes blocs qui montrent qu'à ce moment comme actuellement, la mer n'a pas pu déloger les éléments les plus grossiers.L'existence du talus de sapement en arrière des vallums de l'Utdal et du Heimerdal (ph. 207 et83) montre que pour l'essentiel sa formation est postérieure au Dryas très ancien, et qu'elle ne peut donc remonter qu'à la transgression à Tapes, après l'épisode de régression du Dryas très ancien. Le maintien de la plage correspondante, sauf à proximité de Klevneset, et la configuration de la plage actuelle montrent que le sapement a laissé la place à un simple remaniement de la base de la zone frontale, sans doute en liaison avec une diminution de l'énergie des vagues à la côte due à la diminution de la profondeur.

La grande accumulation morainique qui occupe le fond du cirque de Vikten, sur Flakstadøy (pl. 1 et fig. 95 ; Møller et Sollid, 1973) est elle aussi interrompu par un ancien talus de sapement. L'estran actuel à blocs, qui alterne avec des platiers rocheux et avec de petites plages sableuses, est séparé du talus haut de 20 à 50 m et incliné à

30 - 35° par des plages sableuses soulevées à 3 ou 4 m, sur lesquelles sont bâties les fermes de Vikten, ou par d'anciennes plages de galets situées à la même altitude (fig. 217). Le sapement et le développement de l'encoche sont donc associés ou se sont terminés avec un niveau marin plus élevé de quelques mètres par rapport à l'actuel, et qui peut correspondre là aussi avec la transgression à Tapes (+ 4m). Nous n'avons pas trouvé d'encoche bien identifiable à un niveau plus élevé, bien que Møller et Sollid (1972) fassent état de l'existence d'une ligne de rivage à + 24 m. Là aussi, le régime régressif du Tardiglaciaire et le recul ultérieur du front de l'accumulation, pourtant modeste si l'on en juge par le jalon que constituent les "boulders" de l'actuelle zone littorale (fig. 217) rendent compte de l'absence d'encoches élevées.

Cependant, de telles encoches peuvent avoir été préservées là où la position des rivages plus bas n'a pas permis au sapement de se poursuivre. C'est le cas sur la façade occidentale de Hadseløy, au débouché de la vallée d'Ånstad (pl. 3). L'accumulation morainique qui occupe le fond légèrement suspendu de cette ample vallée se termine par une plage de galets bien roulés de gneiss œillés (et donc d'origine locale, comme la moraine); cette plage, située à 28 m d'altitude, c'est à dire au niveau de la limite marine, s'est probablement formée au moment de la déglaciation, juste en avant du front du glacier, au début du Dryas très ancien. Elle est recoupée par un talus de sapement assez net au pied duquel s'étend, entre 12 et 20 m d'altitude, une large plage soulevée parsemée de gros blocs émoussés (fig. 196). Le sapement correspond pour l'essentiel au niveau le plus élevé, vers 20 m, c'est à dire au Dryas ancien selon le diagramme de Møller et Sollid. L'évolution ultérieure se traduit par des positions bien plus avancées du rivages, du fait de la pente faible du substratum en avant du talus; une légère encoche située à 100 m en avant de la première, entre 8 et 12 m d'altitude, peut correspondre à la fois aux rivages du Dryas récent et de la transgression à Tapes; au-dessous, la régression récente n'a laissé qu'une large plage très faiblement inclinée et dans laquelle s'emboîte à peine l'estran actuel, caractérisé par un environnement à basse énergie.

Le front du glacier fossile de Kvalnes (pl. 2 et 9) offre aussi un bel exemple de l'influence des variations de configuration des rivages et du fond sur les possibilités de sapement des grandes accumulations. A l'ouest, entre la pointe de Kvalnes et Tøen, le front de l'accumulation

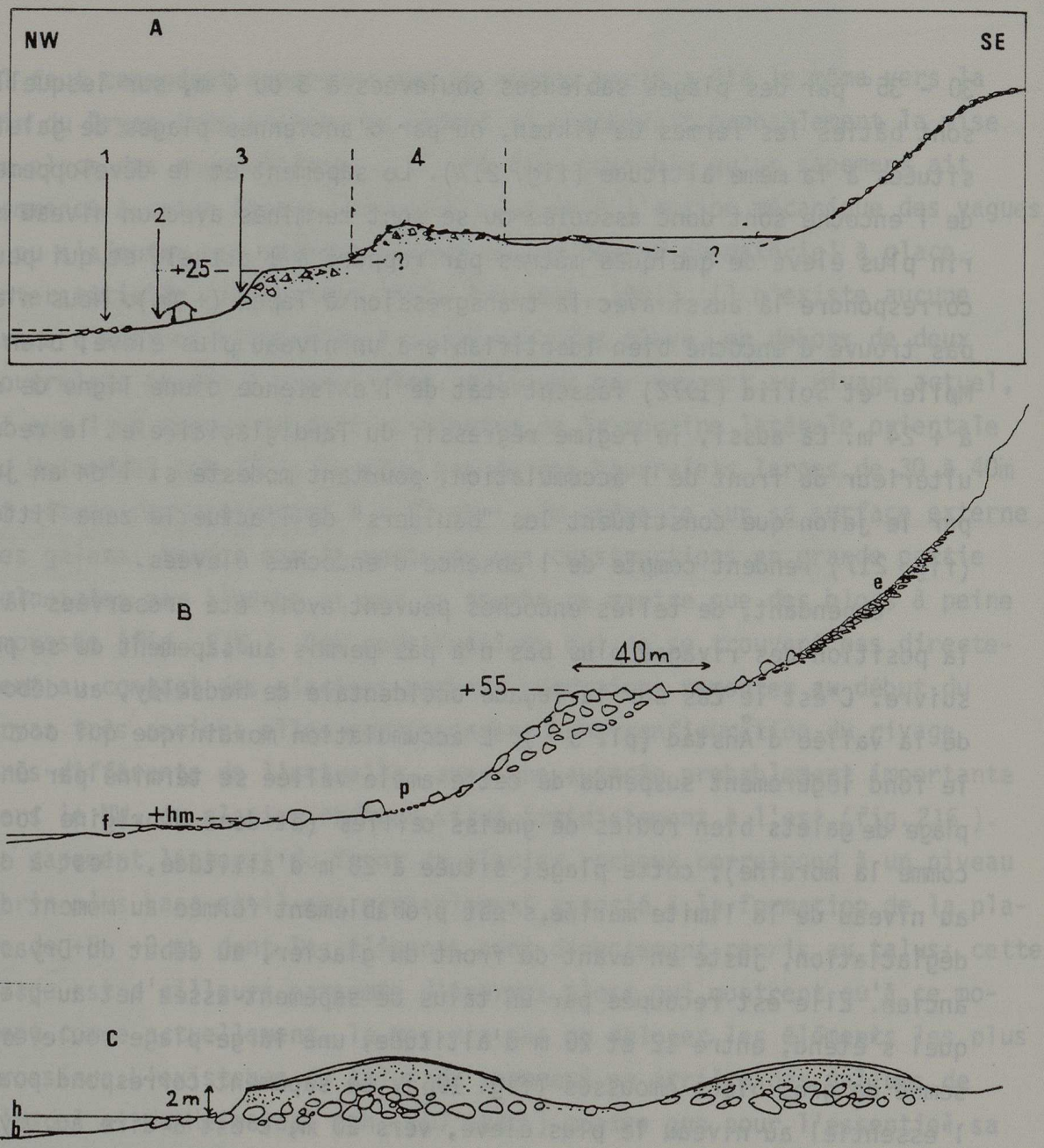


Figure 217 : Rivages soulevés et accumulations morainiques sur la façade NW de Flakstadøy; profils schématiques.

A,B: au débouché de la vallée-cirque de Vikten, au niveau du Vasdalsvatn et du gros rempart de névé situé au SW.
1: estran à "boulders"
2: plage sableuse
3: talus incliné à 35°
4: vallum morainique tardiglaciaire (cf. fig. 95)
e:éboulis; p: plage de galets inactuelle (+3m); +hm: niveau des plus hautes marées, f: limite supérieure des fucus.

C : dunes sur moraine de fond ou d'ablation en avant du cirque suspendu de Flakstad.

domine une basse plate-forme rocheuse qui n'apparaît que sur l'estran actuel couvert de "boulders" ou de moraine lavée (cf. supra, p. 1232 et fig. 208). Le talus frontal, dont le sommet se situe entre 28 et 42 m d'altitude, est localement échancré par de petites encoches dont le fond se trouve entre 20 et 23 m d'altitude ; c'est à l'arrière d'une de ces encoches que nous avons trouvé la poche de silt perturbé déjà décrite dans le chapitre III . Leur origine marine est incertaine ; seules quelques blocs émoussés en parsèment le fond. Ailleurs, le front de l'accumulation est constitué par un talus unique, herbeux, incliné à 32 ou 35°. Sa base encombrée de gros blocs à demi-délogés se raccorde directement à une terrasse ou à un véritable cordon de galets bien roulés dont la crête se situe entre 10,5 et 11,5 m (fig. 208). Ce cordon de tempête, corrélable lui aussi avec la transgression à Tapes (qui a atteint ici + 7m), domine par une pente de 8 à 12° revêtue de galets plus petits ou localement d'un véritable pavage de gros galets, la zone littorale actuelle où les "boulders" prédominent jusqu'à 3 m au-dessus de la limite des fucus. Vers le SW, au niveau de Tøen, le cordon de + 11 m tend à s'écarter du front de l'accumulation et laisse subsister entre les deux un sillon marécageux encombré de gros blocs; un ancien rivage est matérialisé à la base du talus, vers 13m d'altitude, par de gros galets dépassant plus ou moins de la tourbe. A proximité du contact avec le versant rocheux du Høinesaksla, on trouve même des accumulations de galets jusqu'à 18 ou 19 m d'altitude, dans un secteur où le talus est d'ailleurs moins vigoureux et témoigne d'un aménagement littoral beaucoup plus modeste. Ce changement de disposition n'est pas dû au hasard : la plate-forme rocheuse actuellement émergée est beaucoup plus large à cet endroit, en avant de la dépression amphibie de Bø (cf. supra, p. 1255), et les rochers qui en dépassent ont pu exercer un freinage efficace des vagues même avec des niveaux marins dépassant l'actuel d'environ une dizaine de mètres. On peut faire la même observation au niveau de la pointe de Kvalnes, au-dessus de l'ancien platier à couloirs maintenant porté à 10 m d'altitude (cf. supra, p. 1232 ; fig. 208). Le talus y est en effet moins vigoureux que de part et d'autre, et la principale encoche que l'on y voit est celle de 20-23 m, au fond couvert de gros galets mal roulés. Une pente douce relie ce rivage à la plage de galets de 10-11 m qui disparaît rapidement vers l'est (pl. 9); la présence de la haute plate-forme rocheuse a empêché ici le sapement qui paraît avoir été surtout actif ailleurs lors de la transgression à

Tapes. Vers l'est, dans le village de Kvalnes et au-delà, le talus redevient plus vigoureux avec l'abaissement de la plate-forme rocheuse, mais la plage de galets de 11 m n'est bien identifiable qu'à la sortie du village, là où l'accumulation de blocs s'appuie contre l'éperon NE du massif; de modestes actions de sapement aux dépens d'un ressaut de mangérite ont même pu s'exercer lors de la formation de ce rivage (fig. 208), mais uniquement à l'écart du secteur où l'accumulation de blocs s'est mise en place.

Comme dans les cas précédents, l'attaque du front d'une épaisse accumulation hétérométrique comprenant des blocs grossiers (jusqu'à 3 ou 5 m) est donc restée modérée, et son action est surtout sensible là où des vagues de forte énergie ont pu exercer une action prolongée, spécialement lors de la transgression à Tapes et lors de périodes plus anciennes de haut niveau marin. L'émersion ultérieure, qui a fait apparaître la base des talus frontaux ou même leur substratum rocheux, est responsable de l'arrêt ou du fort ralentissement du sapement; la plus grande partie des talus correspond donc à des falaises mortes. La même observation a été réalisée au front d'autres accumulations tardiglaciaires de la façade externe des Lofoten, en particulier dans la baie d'Unstad à la base de la moraine de l'Utdal, où le profil passe d'un type analogue à celui qui a été décrit sur la partie ouest de l'accumulation de Kvalnes (fig. 218) à un type analogue à celui que l'on observe à l'ouest d' Eggum près de Klevneset (fig. 163). C'est seulement dans ce dernier cas que l'on observe les effets d'un sapement récent ou actuel, et ce à proximité des caps où les profondeurs deviennent plus importantes. Le même fait a été observé sur le front du glacier rocheux d'Utakleiv, là où cette accumulation se rétrécit et s'appuie à la paroi rocheuse des Himmeltindene, au-dessus du strandflat immergé rétréci (fig. 205); encore l'action actuelle de la mer semble-t-elle surtout se limiter au lavage du matériel, au-dessus d'une concavité où des galets pris entre les blocs attestent la présence d'une plage soulevée que l'attaque en cours n'arrive pas à détruire.

Dans tous les cas, le sapement aux dépens des accumulations à blocs paraît modeste, et à la différence des éboulis, il n'en remet aucunement l'équilibre en question. A ce sapement, ne paraît associé aucun changement majeur de la configuration géographique des constructions, et en particulier aucune action de dégagement des bases de versants rocheux fossilisés; le bourrelet frontal est même en partie conservé dans le cas du lobe de Kvalnes et aussi localement sur le glacier

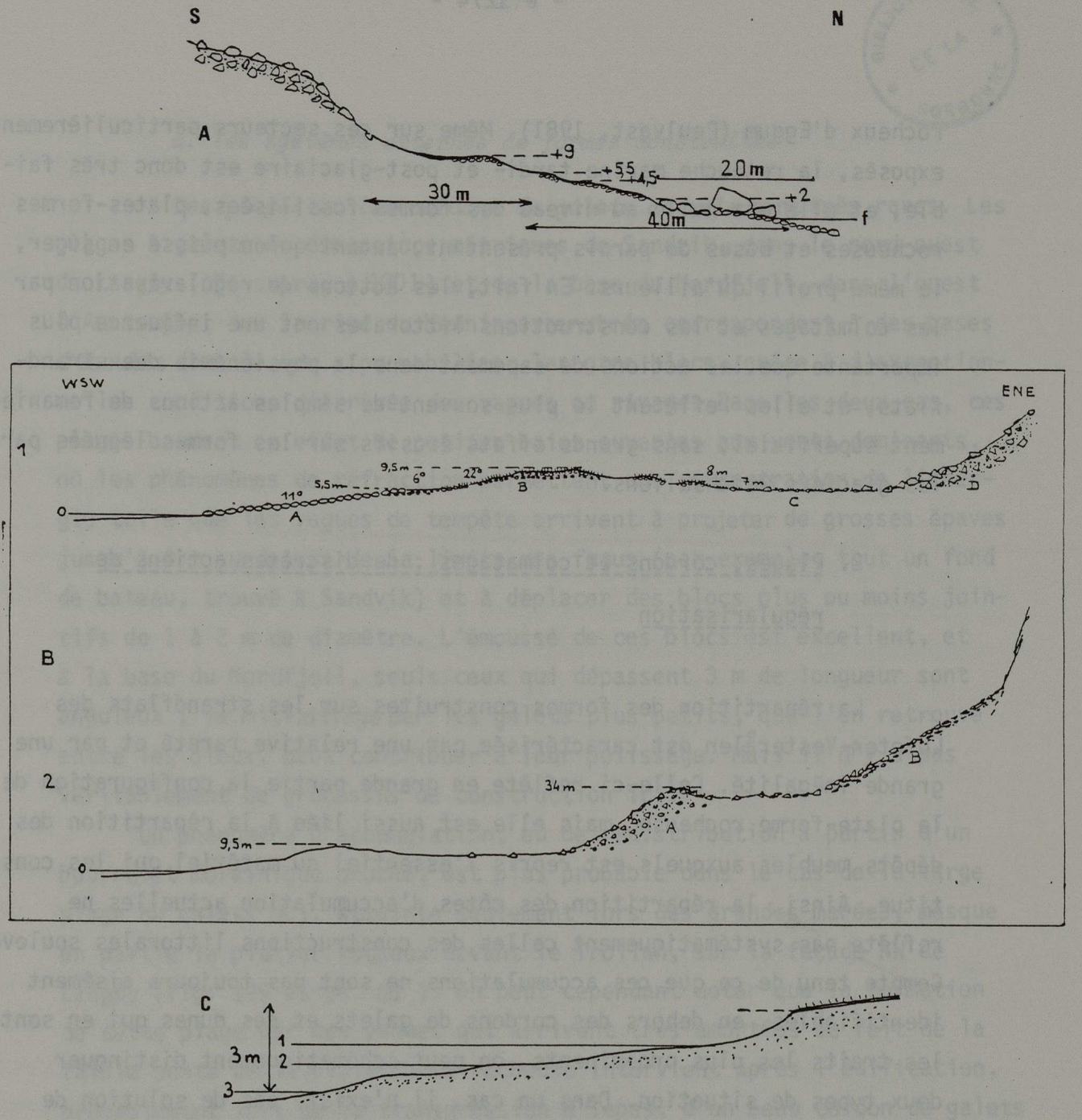


Figure 218 : Littoraux de la baie d'Unstad (Vestvågøy)

A: à l'extrémité W de la baie, entre les deux émissaires de l'Utdalsvatn, et en amont du vallum frontal du cirque (voir aussi fig. 205). Cordons et plages de galets soulevés, estran actuel à "boulders".

B: sur la rive orientale: 1: cordons au nord d'Unstad, profil transversal (A: gros galets - méd. 80cm en bas; B: cordon inactuel - méd. 15cm; C: cailloux et blocs anguleux parmi les galets, sous la tourbe; D: matériel hétérométrique anguleux); 2: profil d'ensemble (A: glacier rocheux de bas de paroi; B: éboulis).

C: plage sableuse au centre de la baie, entaillant des dunes situées en avant du cordon de la baie; 1: niveau atteint en marée haute de vive eau par les vagues de tempête; 2: hautes mers; 3: basses mers.

rocheux d'Eggum (Peulvast, 1981). Même sur ces secteurs particulièrement exposés, la retouche marine tardi- et post-glaciaire est donc très faible, et elle est nulle au niveau des formes fossilisées, plates-formes rocheuses et bases de parois présentant, autant qu'on puisse en juger, le même profil qu'ailleurs. En fait, les actions de régularisation par les colmatages et les constructions littorales ont une influence plus importante que les actions de sapement dans la physionomie des strandflats, et elles reflètent le plus souvent de simples actions de remaniement superficiel, sans grands effets érosifs sur les formes léguées par les glaciers weichseliens.

2. Plages, cordons et colmatages : de discrètes actions de régularisation

La répartition des formes construites sur les strandflats des Lofoten-Vesterålen est caractérisée par une relative rareté et par une grande inégalité. Celle-ci reflète en grande partie la configuration de la plate-forme rocheuse, mais elle est aussi liée à la répartition des dépôts meubles auxquels est repris l'essentiel du matériel qui les constitue. Ainsi, la répartition des côtes d'accumulation actuelles ne reflète pas systématiquement celles des constructions littorales soulevées. Compte tenu de ce que ces accumulations ne sont pas toujours aisément identifiables, en dehors des cordons de galets et des dunes qui en sont les traits les plus proéminents, on peut schématiquement distinguer deux types de situation. Dans un cas, il n'existe pas de solution de continuité entre les dépôts littoraux ou pré-littoraux actuels et ceux qui sont soulevés ; l'ensemble témoigne d'une régularisation du tracé des rivages et d'une modification du profil transversal du strandflat qui restent limitées aux parties externes de la plate-forme, en représentant une part plus ou moins importante de l'évolution littorale postérieure à la déglaciation. Dans l'autre, une ou plusieurs périodes de formation des dépôts et de construction littoraux ont été suivies par un régime de simple remaniement ou d'attaque des dépôts meubles ou de la roche en place : les formes construites sont alors toutes des formes soulevées et intéressant des parties plus ou moins internes du strandflat, les parties externes échappant à la régularisation.

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

a. les systèmes externes de formes construites

Les plages et les cordons de galets actuels sont très rares. Les plages à galets de dimensions métriques de Sandvik, dans le nord-ouest de Langøy (cf. supra, p.1201) et de la base du Nordfjell, dans l'ouest d'Austvagøy, sur la rive du Henningsværstrøm correspondent à des bases d'éboulis dont la mer a pu mobiliser les gros blocs, grâce à d'exceptionnelles conditions d'arrivée des vagues au rivage. Dans les deux cas, ces plages bordent en effet de petites baies ouvertes aux vents dominants, où les phénomènes de réfraction permettent une concentration de l'énergie telle que les vagues de tempête arrivent à projeter de grosses épaves jusqu'à 4 m au-dessus de la limite des fucus (par exemple, tout un fond de bateau, trouvé à Sandvik) et à déplacer des blocs plus ou moins jointifs de 1 à 2 m de diamètre. L'émoussé de ces blocs est excellent, et à la base du Nordfjell, seuls ceux qui dépassent 3 m de longueur sont anguleux ; le mitraillage par les galets plus petits, que l'on retrouve entre les blocs, peut contribuer à leur polissage. Mais il n'y a pas véritablement de processus de construction ici.

Un phénomène d'accumulation, ou de redistribution à partir d'un bourrelet morainique proche, est plus probable dans le cas de la large plage de galets qui, atteinte seulement lors des grandes marées, masque en partie le platier rocheux devant le Trollan, sur la façade NW de Langøy (fig. 195 et ph. 86). On peut cependant noter que la formation de cette plage par des vagues qui arrivent très amorties du fait de la faible pente de la plate-forme rocheuse intervient après l'édification, probablement lors de la transgression à Tapes, d'un beau cordon de galets dont les vagues n'atteignent plus le sommet, à +4,5 m (fig.195). A l'inverse, l'édification d'un magnifique cordon de tempête au sommet d'un estran en pente assez forte aménagé dans du matériel morainique à Liland sur la rive nord-est de l'Østnesfjord (Vestvågøy), près de son extrêmité intérieure apparaît comme un phénomène entièrement nouveau ; témoignant de la vigueur des vagues que les forts vents de secteur sud peuvent forcer sur un fjord convenablement orienté, ce phénomène est permis par l'établissement du rivage, au cours du processus inachevé de remontée isostatique, au voisinage du rebord de la banquette littorale sur l'ombilic profond ici de 24 m. Auparavant, seules des vagues amorties pouvaient arriver au rivage. Le phénomène dont aucun équivalent n'existe

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

sur la rive ouest du fjord, s'accompagne d'une régularisation du rivage, par façonnement de plages arquées s'appuyant sur des pointements rocheux.

Plus fréquemment, la construction de plages et de cordons de galets ne semble pas se poursuivre, même quand le rivage est établi au bas de telles formes. Nous avons déjà mentionné ce fait lors de l'étude des formes de sapement dans les grandes accumulations glaciaires et périglaciaires. Il caractérise également *les grands cordons externes* que l'on trouve principalement sur la façade NW des Lofoten. Celui d'Eggum prolonge les plages de galets qui s'étendent au pied des glaciers rocheux et des vallums du Heimerdal et de l'Utdal. Faiblement arqué dans sa partie occidentale, il barre le Heimerdalsvatn à l'intérieur de la brèche ouverte dans la moraine terminale (ph.82); au-delà, il s'incurve doucement vers l'est puis l'ESE, sous le village d'Eggum, en s'appuyant localement sur la moraine latérale orientale du Heimerdal puis en se détachant des éboulis et des bourrelets de névés de l'Eggumsaksla : il prend alors l'aspect d'une véritable flèche arquée, édifiée jusqu'au contact avec la grande masse éboulée d'Eggum grâce à un transfert latéral vers l'est des éléments morainiques sous l'effet d'une dérive littorale de secteur ouest. Le sommet de ce cordon long de 2,5 km et large au total de 100 à 130 m se situe à 10,5 m d'altitude devant le Heimerdalsvatn, à 6 m seulement à Eggum ; même en tenant compte du fait que les vagues de tempête sont plus fortes sur le premier tronçon directement exposé au NW que sur l'autre qui est précédé par quelques écueils et hauts fonds, il semble difficile de considérer que ces crêtes larges et aplaties aient été édifiées en fonction du même niveau marin. Il est vrai que la partie sommitale du cordon du Heimerdalvatn correspond en bonne partie au remaniement du revers du bourrelet morainique frontal démantelé, et que lors de la transgression à Tapes, qui est responsable pour l'essentiel de ces grandes constructions, le rivage est toujours resté calé au moins en partie sur ce relief, y compris lors du maximum de la transgression; ce n'est pas forcément le cas à Eggum (une période de communication partielle du lac avec la mer a cependant eu lieu, comme en témoigne l'existence d'une plage de galets entre 8 et 11 m d'altitude sur la rive NE (fig.201).

Le sommet plat du cordon, large de 50 m, pavé de gros galets (moyenne : 40 cm) recouvrant des galets plus petits apparaît comme la crête de tempête par rapport à une plage étroite, pavée de galets un peu plus petits (30 cm) mais aussi bien roulés, qui se situe à 8 m (ce qui correspond à la cote atteinte par la transgression à Tapes) fig.201 .

Plus bas,une sorte de glacis incliné à 18° et tapissé de galets également bien roulés, de 15 cm de grands axe en moyenne relie cette plage soulevée à l'estran actuel pavé de gros galets (80 cm), par l'intermédiaire d'une bande à "boulders" partiellement revêtus de lichens et atteints seulement lors des tempêtes. Là aussi, un simple remaniement du matériel morainique succède, de fait de la régression, à une phase de construction sans doute plus discrète qu'il n'y paraît (utilisation d'une levée en grande partie pré-existante).

A l'inverse, l'édification du cordon de galets d'Eggum semble bien témoigner d'un processus *d'accrétion littorale*, ce processus se poursuivant aujourd'hui sous une autre plate-forme. Au-delà de la moraine latérale orientale du Heimerdal, qui est recoupée par un talus dominant presque directement la plage actuel, comme près de Klevneset (fig. 201), le cordon est en effet complètement détaché des accumulations de pied de versant, et il isole une sorte de petites lagune ou "loch" au-delà de laquelle un petit replat discontinu, herbeux, mais pourvu de galets s'étend au pied des éboulis ou d'un court talus façonné dans la roche en place, à 9 - 10 m d'altitude. Nous pensons que ce replat matérialise la position du rivage lors du maximum de la transgression à Tapes, tandis que le cordon situé 300 m en avant a été édifié, grâce au matériel pris aux grandes accumulations situées plus au SW, lors d'une phase postérieure de stationnement de la mer à un niveau un peu plus bas; il s'agit d'une véritable flèche, qui s'amenuise et s'abaisse légèrement vers l'est (de + 6 à + 5 m) avant de se raccorder à la formation éboulée d'Eggum. Son développement est lié à une configuration du fond telle qu'avec un niveau marin situé vers + 4 ou + 5m, les fortes vagues de tempête freinées par les hauts fonds sont devenues constructives, et capables d'entasser des matériaux grossiers. Le cordon s'appuie probablement à des pointements rocheux analogues à ceux qui émergent en avant (fig. 201). Son sommet plat, colonisé par l'herbe, est revêtu de galets de 2 à 3 dm de grand axe, tandis que sa retombée externe inclinée de 12 à 14° est tapissée de galets de plus en plus gros vers le bas; au-dessous de 3,5 m, la base du cordon et l'estran actuel, moins inclinés, sont tapissés de très gros galets de mangérite parfaitement roulés (jusqu'à 1m de grand axe, 50 cm en moyenne): ph. 209; il s'agit là d'un pavage superficiel, au-dessous duquel la plage est constituée pour l'essentiel de galets plus petits (8 cm en moyenne). La constitution, et le passage dans la zone intertidale à une bande de revêtement de galets

devient plus discontinu, montre que le processus d'accrétion littorale, autorisé momentanément par l'évolution du niveau marin, est terminé.

Plus exactement, il est relayé vers l'est par un processus dont il ne semble pas avoir existé d'équivalent local antérieurement. En effet, au niveau du village d'Eggum, le littoral n'est plus établi au pied du cordon, mais nettement en avant, au pied d'une dune haute de 7 à 8 m elle-même séparée du cordon par une dépression tapissée de sable (fig. 201). On passe en effet ici à un secteur où un large strandflat faiblement immergé s'étend en avant de la côte, et dont les parties les plus planes sont en partie couvertes par un sable fin gris-clair, provenant du remaniement de la matrice de la moraine par les vagues et par les courants de marée au débouché des Borgepollene (ph. 166); ce sable bien visible par temps calme sous des profondeurs n'excédant pas 2 à 4 m, est accumulé et remanié par les vagues, qui édifient des plages arquées dans les rentrants ou en arrière des îlots. Le village d'Eggum est installé le long d'une de ces plages, au sommet de laquelle le vent a édifié une importante dune. Cette dune, comme les placages plus ou moins amorphes qui revêtent l'extrémité orientale du cordon de galets et le front du lobe d'éboulement de l'Eggumsaksla, est fixée par une végétation herbacée fournie au-dessous de laquelle les coupes montrent de multiples alternances de lits sableux et d'horizons organiques minces. Mais son front externe nous est apparu en juillet 1976 recoupé par une petite falaise au sommet de la plage sableuse (fig. 201), ce qui semble correspondre à une légère variation dans l'équilibre de cette accumulation, peut-être induite par le changement de dynamique littorale qu'a provoqué la construction d'une jetée NS juste à l'ouest du village (à l'inverse, cette jetée a provoqué un engraissement et un élargissement du bas estran vers l'extérieur).

Les deux autres grands cordons de galets visibles sur la côte ouest de Vestvågøy témoignent d'une évolution assez semblable à celle du cordon d'Eggum. Celui d'Unstad, sur la face ouest du massif d'Eggum, décrit une longue courbe en travers d'une baie ouverte vers le NW, au débouché d'une courte auge de diffluence (ph. 16). Beaucoup de gros blocs erratiques dépassent des prairies de fauche qui occupent son fond plat, ce qui suggère la présence d'une moraine délavée et de placages de matériaux fins remaniés par la mer; des placages sableux éoliens et de véritables dunes fixes s'appuient contre la base du versant SE. Le cordon de galets, qui

barre l'auge 2 km en avant du col d'Unstad,s'appuie à ses deux extrémités sur de puissantes accumulations morainiques. A l'ouest, il s'agit de la moraine frontale de l'Utdal, recoupée par un talus de sapement auquel s'accole, vers le centre de la baie, l'amorce du cordon de galets; celui-ci domine un estran à "boulders" par l'intermédiaire de petites crêtes de plage soulevées (fig.218). Au nord-est, on observe également le passage d'une plage soulevée et d'un talus de sapement façonnés en avant de la moraine frontale externe du Norddal, un cordon de galets rectiligne, large de 150 m au total, qui se poursuit vers le SSE jusqu' à la boucle qu'il décrit à Unstad. Comme dans sa branche occidentale le cordon se détache très vite des accumulations morainiques et de pied de versant, et il en est séparé par d'étroites dépressions marécageuses situées vers + 6,5 m d'altitude (fig.218). Il s'agit donc là aussi d'une forme d'accrétion et de régularisation de la côte née lors de l'épisode transgressif ; sa formation semble avoir empêché tout sapement au pied du petit glacier rocheux de base de paroi qui s'étend dans l'angle mort entre le Norddal et la vallée d'Unstad (fig.218 ; Peulvast, 1981). De même qu'à Eggum, sa construction est un phénomène inactuel : la crête de tempête, en arrière de laquelle on trouve un ou deux petits bourrelets plus bas se situe en effet entre +9 et+ 10 m, ce qui peut correspondre à un niveau de + 6 à + 7m (celui de la transgression à Tapes). Son tracé et sa position correspondent au plan idéal de réfraction des vagues en fonction de ce niveau et de la position des points saillants du rivage ; la construction s'est faite au point où le fond morainique de l'auge se relève suffisamment pour avoir fait déferler les vagues réfractées. La crête sommitale, constituée de galets assez petits (15 cm de grand axe en moyenne) domine par une pente à 22° une plage soulevée à 5,5 m et qui peut correspondre au bas estran de la transgression à Tapes. Plus bas, sur une sorte de glacis incliné à 11°, de gros galets essentiellement mangéritiques dépassent d'une couche de galets plus petits et plus variés (gneiss et amphibolites de provenance locale aussi et issus d'un substratum fortement divisé); il s'agit plus probablement d'une forme de remaniement superficiel du matériel morainique en place que d'une véritable forme de construction analogue au cordon supérieur, bien que la dérive littorale continue à apporter des matériaux depuis Klevneset (cf. supra,p.1265). Ce "glacis" qui appartient en partie au

haut estran actuel relie la plage soulevée au bas estran concave; celui-ci est tapissé de gros galets (80 cm en moyenne) dont la composition, essentiellement mangéritique, reflète celle de la moraine au fond de l'auge d'Unstad.

Sur la branche NE du cordon d'Unstad comme sur la branche est, de gros "boulders" tapissent le bas estran, attestant la prédominance actuelle d'un processus de remaniement et même de légère attaque du matériel morainique. Les blocs disparaissent progressivement vers le milieu de la baie, où seuls de gros galets mangéritiques, marqués par la désquamation et donc peu mobilisés sont représentés. Mais on note aussi que la partie médiane arquée du cordon, qui paraît être une forme construite sur toute sa hauteur, perd de la vigueur et semble même s'interrompre au niveau du cimetière d'Unstad, en liaison avec l'éloignement relatif d'une partie des sources du matériel. Il s'agit cependant de la seule partie de la baie où le processus d'accumulation se soit poursuivi après la construction du cordon de galets, au cours de la régression qui a suivi la transgression à Tapes. En effet, si le rivage est resté fixé au pied même du cordon sur les deux rives de la baie, il a avancé de 100 à 300 m au centre, devant les fermes d'Unstad (fig. 218). Cette avancée correspond, comme à Eggum, à l'ensablement du cordon et à l'édification d'une plage de sable fin brun-jaune, riche en éléments biogènes, repris lui aussi par vannage à la moraine grâce à une tendance à l'émersion de grands hauts fonds situés devant le cordon. Aux extrémités de cette plage, on note un ensablement graduel des galets de l'estran, ici plus faiblement incliné (fig. 218). La plage sableuse elle-même, longue de 300 m et large de 30 à 80 m, nous est apparue au cours de l'été 1976, c'est à dire en dehors de la saison des grandes tempêtes, constituée d'une basse plage accidentée de crêtes et de croissants éphémères, au-dessous d'un haut gradin parsemé de fucus morts ; celui-ci est situé à + 1,5 m, sous un talus vif entaillé dans les anciennes plages et dunes fixées qui s'étendent jusqu'aux fermes d'Unstad entre + 3 et + 9m (fig. 218 c). Il s'agit là d'un dispositif classique, qui connaît d'une saison à l'autre, d'une tempête à l'autre, des phases alternées d'amaigrissement de la haute plage au profit de la bande pré-littorale, et d'engraissement , sans que l'on puisse déceler une évolution globale actuelle dans un sens ou dans l'autre.

Les mêmes observations s'appliquent en grande partie à la baie

d'Utakleiv (pl. 2) qui, également ouverte au NW au débouché d'une sorte de large cirque, est en partie barrée par deux flèches de galets; en arrière de celles-ci s'étend, comme à Unstad un large fond plat, en grande partie morainique, saupoudré de sable entre 4 et 6 m d'altitude. Les deux flèches laissent entre elles une large brèche (fig. 151). Celle du nord se décolle à peine du talus frontal du glacier rocheux d'Utakleiv et se compose en fait de deux crêtes de tempête étagées, à 11m et 8 m, constituées de galets médiocrement émoussés, dont la médiane des grands axes se situe vers 15cm (fig. 151); ces cordons dont le matériel est directement repris au front du glacier rocheux dominent un estran à "boulders" dépourvu de formes construites. Ils disparaissent rapidement vers le sud sous les fermes d'Utakleiv. A l'autre extrémité de la baie, le cordon du Væggen est plus large, un peu moins haut (8m), et il tend à barrer transversalement la dépression. La brèche entre les deux bourrelets, large de 500 m est occupée par des dunes aplaties, peu élevées (4 à 6 m) sans doute récentes, qui sont entaillées par le ruisseau d'Utakleiv. Ces dunes fixées enfouissent l'extrémité libre du cordon septentrional, et pratiquement tout le cordon du Væggen . Leur formation résulte du remaniement éolien du sable accumulé par la mer en haut de la plage formée au centre de la baie après la transgression à Tapes. Partiellement appuyée sur un affleurement rocheux apparu au centre de la baie avec la régression, cette plage paraît être emboîtée dans les dunes, 100 à 200 m en avant de la flèche ensablée du Væggen, par l'intermédiaire d'un talus festonné de 1,5 à 2 m de hauteur (fig. 159). Vers le bas de la zone intertidale, le placage de sable est de plus en plus mince, et à proximité du Væggen, il laisse place à un estran à gros galets et blocs émoussés de mangérite (80 cm en moyenne), alternativement ensablés et désensablés au fil des saisons, des marées, et même des alternances des vagues plus ou moins fortes. Ceux-ci paraissent disposés en une amorce d'arc externe, sans doute sur un estran à moraine remaniée dont l'élaboration a pu commencer lors de la régression du Dryas récent. Il ne semble pas en tout cas se produire actuellement une mobilisation des gros élements; la plupart de ceux-ci ne sont d'ailleurs découverts qu'à marée basse. Le sapement des dunes - auquel participe activement le vent grâce aux déchirures du manteau herbacé qu'occasionnent les moutons, les campeurs et les ... automobilistes - et le profil de la plage, avec un passage vers le bas estran à blocs (il s'agit tout au moins de la situation observée en juillet, hors de la

période des tempêtes) évoquent un arrêt du processus d'accrétion et même une certaine érosion nette. Une des explications pourrait tenir à ce que le mouvement régressif tend à faire émerger une sorte de verrou rocheux qui ferme la baie et peut-être une ancienne construction littorale à gros élements immergée au début de l'Holocène, coupant ainsi la plage des fonds sableux que l'on devine par temps calme à quelques encablures du littoral,sous 2 à 6 m d'eau. On se situe donc ici à la limite entre les grands systèmes de constructions externes, et ceux que la remontée isostatique a placés à l'intérieur des terres.

En dehors de ces secteurs exclusivement localisés sur les côtes NW de Vestvågøy, et de quelques cordons plus petits disséminés au débouché de rares vallées-cirques (Hermansdal, sur la côte ouest de Moskenesøy, ph. 191), les formes littorales construites fonctionnelles occupent des portions très restreintes du littoral. Il s'agit presque toujours de *plages sableuses* longues de quelques centaines de mètres à 1 km au maximum; la plupart d'entre elles se situent sur la façade NW de l'archipel, en arrière des hauts fonds plus ou moins larges sur lesquels la mer exerce un vannage aux dépens de la moraine de fond. Ainsi, les seules plages sableuses de la façade occidentale de Moskenesøy sont celles qui se sont constituées à l'extrémité de baies au fond plat faiblement immergé, au débouché de vallées-cirques ou d'auges de diffluence comme celle qui s'ouvre au sud du Bråsråstind et celle qui prolonge le Bunesfjord (ph. 128). Entièrement vives, remaniées en dunes vers l'intérieur et larges de près d'1 km, ces plages constituent des formes de régularisation tout à fait exceptionnelles sur cette côte abrupte où les actions de construction sont généralement empêchées par la plongée trop brutale des versants dans la mer. Ailleurs, les plages sableuses sont surtout édifiées sur la plate-forme rocheuse, à plus ou moins grande distance en avant des abrupts. Celles de la baie de Fredvang-Flakstad dessinent des arcs ouverts ancrés à leurs extrémités sur des promontoires et des pointements rocheux surbaissés qu'ils contribuent parfois à rattacher à la côte (tombolo de Flakstad-Skagen : pl. 1). En arrière de ces plages qui comptent parmi les plus étendues de l'archipel (Fredvang, Ramberg : ph. 7 , les deux faces de la pointe de Flakstad), des systèmes de dunes basses,larges de quelques dizaines à quelques centaines de mètres revêtent la plate-forme rocheuse et ses formations morainiques - en particulier les vallums qui s'étendent au pied du

cirque suspendu de Flakstad : fig.217 . Comme dans le cas précédent, les hauts de plage s'emboîtent dans ces dunes par des sortes de petites falaises (1 à 3 m) avivées lors des grandes tempêtes, les dunes apparaissant moins mobiles que les plages elles-mêmes ; il est vrai que comme à Utakleiv, à Eggum ou à Unstad, les dunes, hautes de quelques mètres seulement sont fixées par une végétation herbacée reposant sur un mince sol tourbeux qui semble s'être reconstitué à de multiples reprises (nous avons relevé dans les coupes jusqu'à 29 lits tourbeux et autant de sable, sur 60 cm d'épaisseur). Ces alternances rythmiques révèlent probablement des reprises périodiques de l'érosion éolienne sur les hauts de plages, peut-être liées à des épisodes de construction littorale particulièrement active. Il s'agit en tout cas ici d'un phénomène récent, puisque dans tout ce secteur, il n'existe pas de plages soulevées très nettes, en dehors de l'ancienne crête de plage située à + 3m à Mevold, en arrière de la plage de Fredvang, et de rares plages de galets de la transgression à Tapes (entre Flakstad et Jusnes).

Sur la plage de Ramberg,comme à Flakstad, le sable peut provenir non seulement du délavage de la moraine qui affleure en grande partie à marée basse entre Ramberg et Fredvang, mais aussi de la désagrégation granulaire des gneiss leucocrates, qui fournissent le même sable quartzo-feldspathique pauvre en biotite que l'on trouve dans les plages (Peulvast, 1977 a). Une telle origine est également possible pour les plages de Vik et de Haukland qui, sur la côte ouest de Vestvågøy, occupent le fond de la baie du Vikspollen (pl. 2), de part et d'autre d'un éperon où des gneiss leucocrates subissent une désagrégation aussi poussée (cf. supra, p.1245). Ces deux petites plages arquées, qui opposent un bas estran fortement incliné à un haut estran accidenté de gradins et de crêtes retouchées par le vent, s'emboîtent là aussi en contrebas de dunes fixées que les ruisseaux traversent après en avoir longé la crête externe, et dont le rebord se situe à 1,8 m au-dessus de la limite des fucus (fig. 219 et ph. 210). La mobilisation éolienne se poursuit d'ailleurs actuellement en arrière de la plage, à la faveur de déchirures artificielles du tapis végétal, et elle se traduit en particulier par des placages sableux sur les éboulis du versant situé au nord, jusqu'à 60 m d'altitude (fig.25). En arrière de la plage, de légers replats matérialisant probablement d'anciens rivages, mais l'absence de coupes dans les prairies de fauche nous a empêché de vérifier leur nature. Celle-ci apparaît de façon beaucoup plus évidente au-dessus

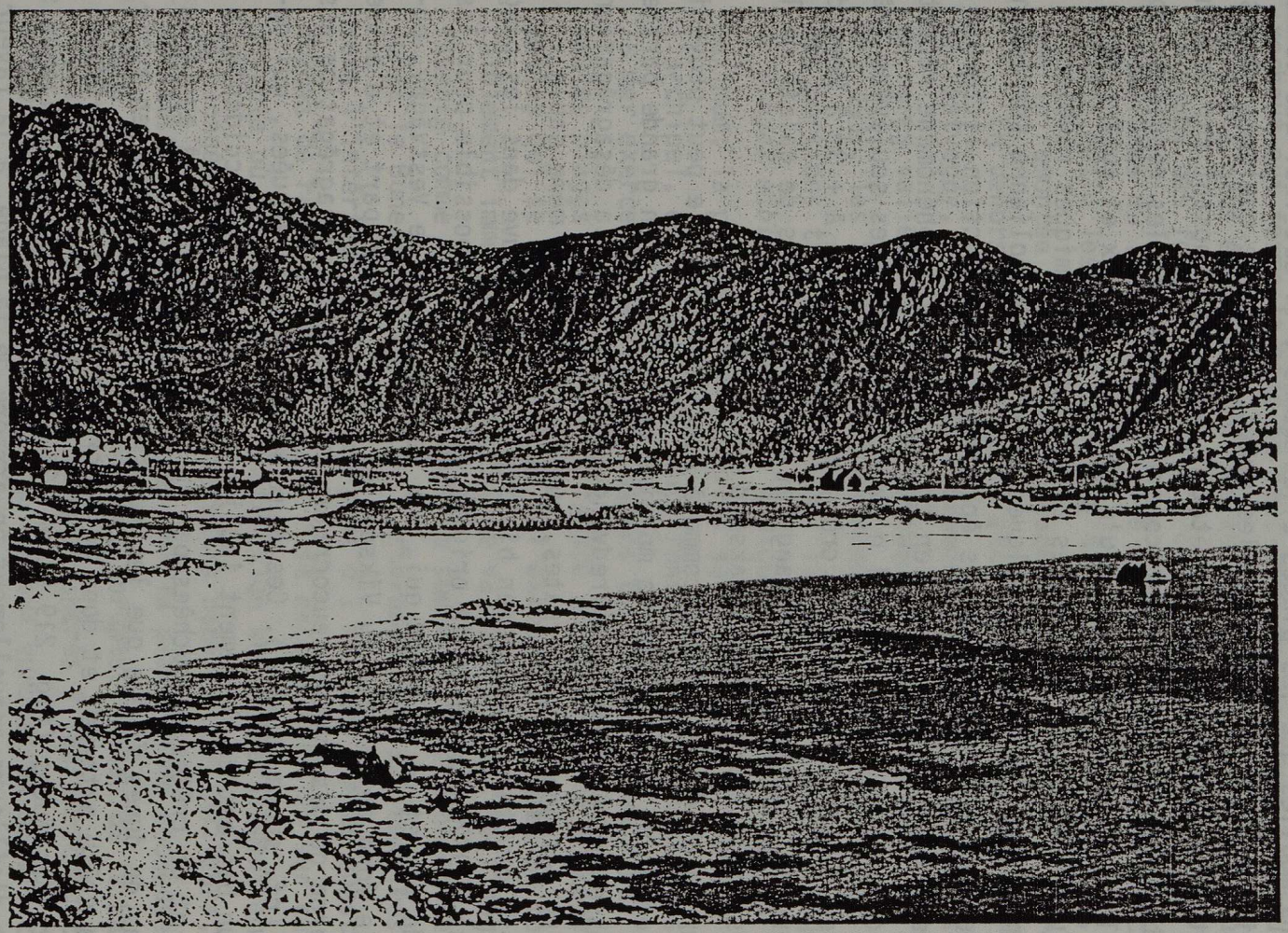


Photo 210 : La plage et les dunes de Haukland-Vik (Vestvagøy).Vue vers l'est.
(au fond : Okstind, 296m).

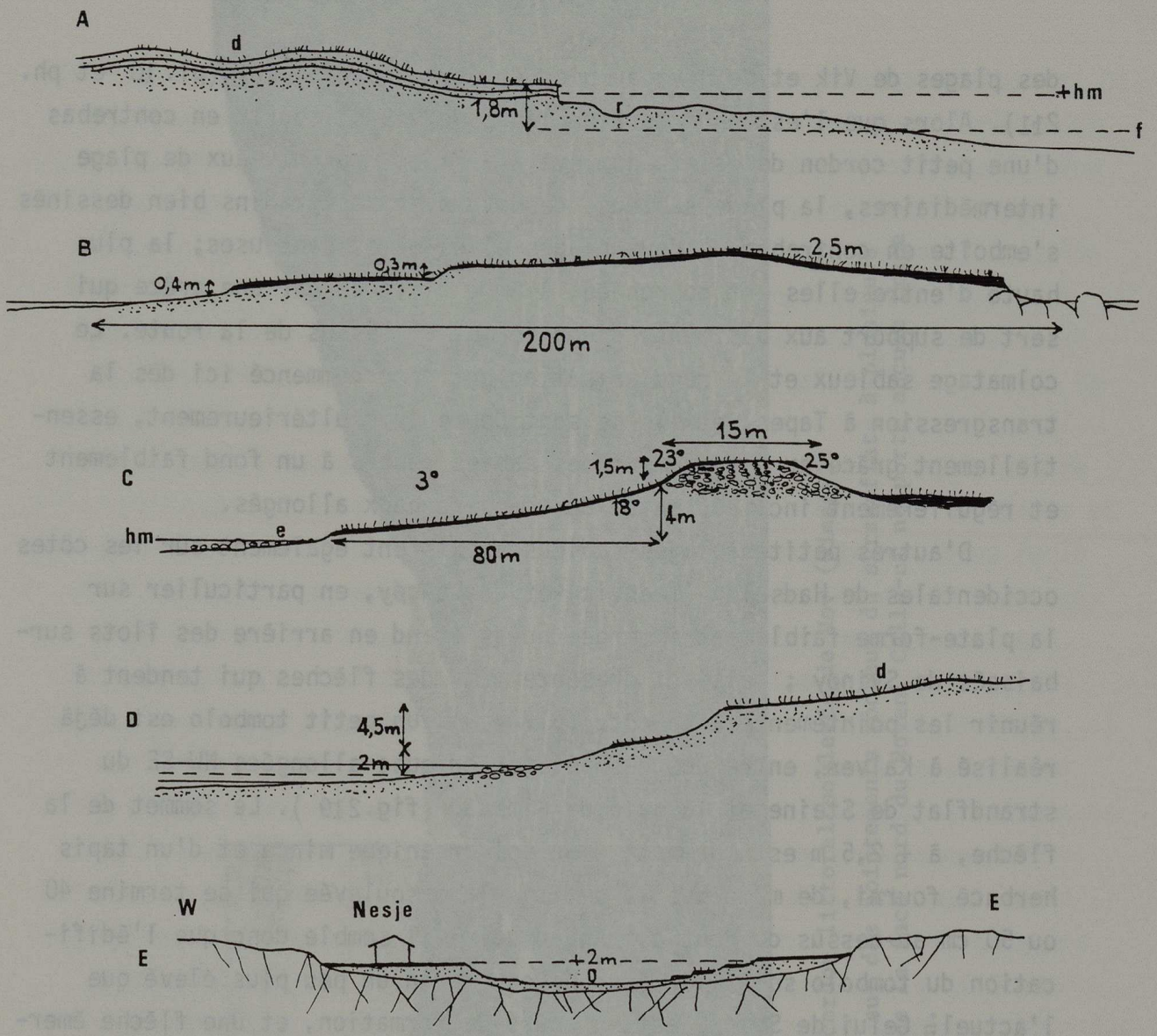


Figure 219 : Plages et colmatages des façades occidentales de Vestvågøy et de Langøy.

A: plage sableuse de Vik (est du Vikspollen, Vestvågøy); plage de sable blanc entaillant un système de dunes (d) conservant peut-être une plage soulevée 1,8m au-dessus de la limite supérieure des fucus (f); r: ruisseau

B: flèche sableuse de Kalven-Svinøen, à Bø (sud-ouest de Langøy): profil transversal, à droite : plage faiblement soulevée, au-dessus de la plage sableuse actuelle, à gauche: estran à boules sur mangérites.

C: profil schématique du cordon de Gimstad (galets, surmontant du matériel morainique); e: estran à moraine délavée.

D: profil schématique de la plage de Sandvik (sud du Bufjell, Langøy ouest); d: dunes.

E: couloir à colmatage sableux et petites plages soulevées, à Nesje (strandflat à l'est du lobe d'Eggum, Vestvågøy).

des plages de Vik et de Hov, au pied du Hoven, sur Gimsøy (pl. 10 et ph. 211). Alors que l'estran à moraine lavée de Vik s'inscrit en contrebas d'une petit cordon de galets soulevé à + 7m et deux niveaux de plage intermédiaires, la plage sableuse de Hov, avec ses gradins bien dessinés s'emboîte en contrebas de deux plages elles-mêmes sableuses; la plus haute d'entre elles est couronnée, à 8m d'altitude par une crête qui sert de support aux bâtiments d'une ferme, au-dessus de la route. Le colmatage sableux et la régularisation ont donc commencé ici dès la transgression à Tapes, et ils se sont poursuivis ultérieurement, essentiellement grâce au remaniement des sables repris à un fond faiblement et régulièrement incliné, entre des caps rocheux allongés.

D'autres petites plages sableuses existent également sur les côtes occidentales de Hadseløy (Taenvik) et de Langøy, en particulier sur la plate-forme faiblement immergée qui s'étend en arrière des îlots surbaissés de Svinøy ; celle-ci présente même des flèches qui tendent à réunir les pointements à la côte (pl. 4). Un petit tombolo est déjà réalisé à Kalven, entre une des petites criques allongées NW-SE du strandflat de Steine et la baie de Gimstad (fig.219). Le sommet de la flèche, à + 2,5 m est surmonté d'un sol organique mince et d'un tapis herbacé fourni, de même que la petite plage soulevée qui se termine 40 ou 50 cm au-dessus du haut estran actuel : il semble donc que l'édification du tombolo soit liée à un niveau marin un peu plus élevé que l'actuel. Celui de Svinøy est en cours de formation, et une flèche émerge en grande partie à marée basse.C'est à l'extrémité nord de la même plate-forme peu profonde que se trouvent les autres petites plages sableuses du secteur, entre les petites pointes de mangérites qui dépassent du strandflat de Søberg (pl. 4). Là aussi, l'estran actuel est emboîté en contrebas d'une terrasse herbeuse située à + 1,5 m, pour laquelle l'absence de fucus morts et d'objets échoués suggère un caractère inactuel. Le dispositif y est différent de celui qu'on observe sur les autres plages sableuses de la façade ouest de Langøy à Fjærvoll, et à Sandvik, au nord de l'Åsanfjord (pl. 4); il est vrai que cette dernière plage, située au fond d'une petite baie ouverte au SW, et qui jouxte une estran à "galets" énormes déjà décrit (cf. supra, p. 1201 et ph. 194) est caractéristique d'un environnement à plus haute énergie. Le haut de l'estran, à 2m au-dessus de la limite supérieure des fucus, laissait affleurer fin juin 1975, après une série de tempêtes, des galets prolongeant ceux de la plage située au pied du Bufjell; à cette érosion

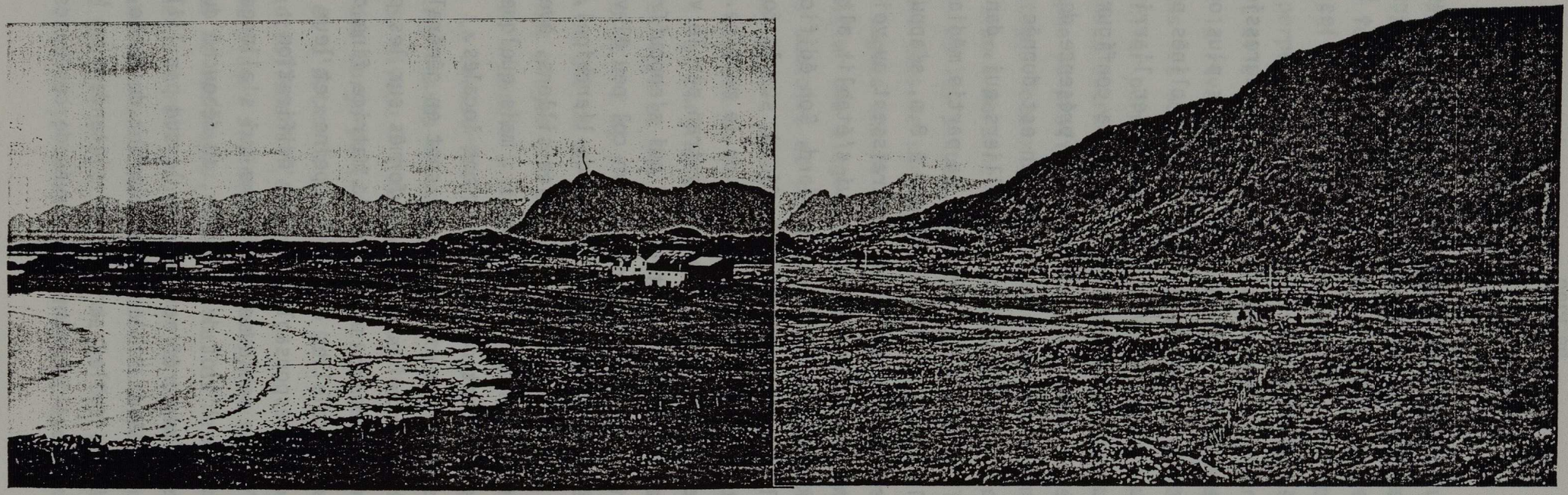


Photo 211 : Les plages et le cordon littoral soulevés de Hov (Gimsøy).

Formes construites s'appuyant sur des pointements rocheux du strandflat, à plusieurs centaines de mètres en avant de la face nord du Hoven. Celle-ci ne porte aucune trace identifiable de sapement marin.

qui reflète sans doute l'équilibre mobile de ce type de plages, correspondait l'emboîtement du haut de plage dans une étroite terrasse partiellement colonisée par l'herbe et située entre + 2m et + 5m (fig.219). Comme à Fjaervoll, celle-ci est elle-même emboîtée dans les dunes fixées qui s'étendent au-dessus de + 6 à + 7m .

Toutes ces constructions, amorcées dès la transgression à Tapes ou formées plus récemment, se situent dans des baies plus ou moins ouvertes, là où le remontée des fonds modérément inclinés permet le déferlement des vagues constructives, sans autoriser l'arrivée à la côte de grandes vagues de tempête non freinées. La configuration des fonds et le tracé de la côte, en particulier la présence de points d'appui sont donc déterminants. Une illustration en est donnée par la grande flèche de sable riche en débris coquilliers qui, dans le nord d'Austvågøy, tend à barrer le Morfjord dans sa partie médiane (pl.3). Cette flèche, dont le sommet se trouve vers 6 à 8 m, s'appuie en fait sur un bourrelet morainique : ses blocs apparaissent au voisinage de la brèche entretenue par le courant de marée qui s'établit alternativement entre les parties externes et internes du fjord. Son édification a été rendu possible par la faible profondeur du fjord, sur le fond duquel les vagues ont effectué un important vannage de la moraine. Elle a été accompagnée d'une reprise des sables du haut estran par le vent, en particulier par les grands vents de secteur sud qui s'engouffrent dans l'Østnesfjord et atteignent le Morfjord par un col peu élevé ; ainsi s'est édifié le plus grand ensemble de dunes de l'archipel, sur près de 2 km^2. Ces dunes, séparées par de multiples sillons, éventrées par des caoudeyres, sont en grande partie fixées ; mais quelques déchirures du couvert herbacé permettent des mobilisations locales.

De telles constructions littorales ne sont en général que les prolongements émergés *de grands bancs sableux* formés sur les plates-formes peu profondes, essentiellement à partir de la matrice fine de la moraine de fond. Certaines d'entre elles émergent à peine, et leur disposition souligne les dynamiques responsables de leur édification : il en est ainsi de l'étroite flèche sableuse rectiligne qui s'allonge sur près d'un kilomètre au sud de l'îlot de Vikerøen, au débouché du Sundklakkstrøm (pl. 10); les vagues réfractées vers le sud par l'îlot, et la dérive littorale la modèlent à l'écart du courant de marée, juste en arrière des grands bancs sableux arqués qui s'étendent au NE du massif de Kvalnes ; à l'inverse, l'extrémité incurvée de ces bancs, au nord,

traduit plutôt l'influence du courant de marée à sa sortie du détroit. De même, devant la côte NE de Gimsøy, des bancs sableux arqués faiblement immergés forment des crêtes pré-littorales en avant du rivage qui tend à se constituer devant l'alignement d'îlots surbaissés de Sandsøen, allongé perpendiculairement au rivage actuel (pl.10); leur direction NE-SW est elle-même perpendiculaire à celle des plages sableuses qui occupent la rive SW de la baie et qui correspondent à une situation où les vagues les moins fortes parviennent encore à être réfractées de façon à arriver perpendiculairement à la côte.

Dans d'autres secteurs, la constitution de plages semble s'être interrompue au profit de simples actions de redistribution des fines et de colmatages locaux. Nous avons déjà mentionné le contraste entre le vaste estran à moraine délavée de Bø-Sandøy, dans le nord de Vestvågøy (pl. 9) et les plages sableuses soulevées ou les dunes fixées qui s'étendent dans le sud de Sandøy (fig.214); la régression ne permet plus aux vagues que de remanier en surface la matrice de la moraine, et non d'édifier des plages. Le même contraste peut s'observer dans les multiples couloirs et cuvettes du large strandflat de Nesje, à quelques km au sud-ouest : les plus externes d'entre eux sont colmatés par le matériel sableux ou sablo-vaseux qui occupe le fond de toute la baie d'Eggum ; les parties émergées à marée basse sont simplement marquées par des ét iers et des ripple marks (Nesje-Øerne, ph.166). Ces dépôts peu épais (1 à 2 m) s'emboîtent en contrebas de petites plages soulevées entre 60 et 200 cm au-dessus de la limite actuelle des hautes mers (fig. 219 e). Ces plages ont été formées alors que le niveau marin un peu plus élevé a permis à des vagues un peu plus fortes d'arriver sur les rivages. La redistribution actuelle du matériel paraît faible sur toutes les parties basses de cette plate-forme, qui se trouvent à peine au-dessous du niveau 0 ; mais alors que les courants de remplissage et de vidange des Borge-pollene parviennent à entretenir d'étroits cheneaux de part et d'autre de Nesje-Øerne (ph. 3), la tendance à l'ensablement paraît actuellement l'emporter.

Les plages sableuses sont très rares sur les rives des baies intérieures de Vestvagøy, sauf sur celles de l'Offersøpollen où l'îlot de Nautøen est relié au rivage par un tombolo et prolongé à l'est par une flèche incurvée, véritable crochet à demi-immergé qui tend à isoler un petit ombilic creusé le long de la faille ouest du Buksnesfjord (pl. 2 et ph.5); le matériel provient essentiellement du délavage de la

moraine (sf. supra, p.), mais des graviers et des plaquettes mêlées au sable proviennent également de la désagrégation littorale des paragneiss et des schistes du groupe de Leknes. Les plages sont également rares et de petites dimensions sur les rives NW du Vestfjord et sur celles des fjords et des détroits qui s'ouvrent sur ce grand bras de mer. Cette situation s'explique par l'étroitesse des fonds plats et faiblement immergés sur lesquels les mouvements de l'eau, actifs jusqu'à quelques mètres de profondeur, peuvent redistribuer les fines ; elle tient aussi à la faible abondance des matériaux morainiques. Certaines des plages les mieux développées sont d'ailleurs formées de produits de la désagrégation littorale des mangérites (sables et gravillons de 1 à 8 mm), auxquels se mêlent de nombreux fragments de coquilles; il s'agit cependant de placages minces, de quelques cm à 20cm d'épaisseur, comme nous avons pu le vérifier sur les estrans de Sennesvik (lobe de Mortsund, pl. 2 et 11). Les autres occupent les bras de mer peu profonds du jardin d'écueils, où les courants de marée, plus encore que les vagues, parviennent à redistribuer les fines provenant de la moraine. Ainsi se constituent des bancs, des petites flèches, et des atterrissements partiellement émergés à marée basse, par exemple au débouché du Finstadpollen devant Steine (pl. 11 et ph. 185). Il est rare que de véritables plages aient été formées à la partie supérieure de ces remblaiements, mais il en existe une petite à Valberg, devant l'église, au fond d'une baie ouverte au sud; le même secteur possède d'ailleurs une plage sableuse soulevée, parallèle à celle-ci, à 200m en arrière. Celle qui s'étend au pied de la face SE du Dalstind, plus à l'est, est au contraire unique, et d'ailleurs très étroite (quelques mètres).

Les formes littorales construites sont donc très rares sur la façade SE de l'archipel, qui est également dépourvue de cordons de galets actuels; la régularisation des profils du strandflat et du tracé des côtes est donc à peine esquissée, y compris dans la partie externe qui a subi la transgression à Tapes. Celle-ci ne semble pas avoir engendré de constructions ou de colmatages importants sur la face externe desquels la mer ait pu continuer à agir ultérieurement au régime régressif, à la différence de ce que l'on observe en plusieurs points de la façade ouest et nord-ouest. Les différences d'abondance du matériel ne sont pas seules en causes : cette dissymétrie traduit

aussi celle des types topographiques de strandflats, avec sur la face externe une plus grande fréquence des basses plates-formes faiblement inclinées sur lesquelles la transgression à Tapes a permis une régularisation décisive pour l'érosion ultérieure. Mais dans les deux cas, il existe également des configurations telles qu'au cours de l'évolution des lignes de rivage, des épisodes de construction sont restés sans lendemain au cours de la régression suivante. La régularisation n'intéresse alors que les parties émergées du strandflat, ne laissant que des placages et des cordons fossiles, soulevés et plus ou moins bien identifiables.

b. les formes construites des strandflats émergés

Les mieux identifiables de ces formes sont *les cordons de galets* qui émergent des placages tourbeux ou s'appuient sur les pointements rocheux en décrivant de grandes courbes à des distances variables des versants montagneux et des rivages actuels. Il sont minoritaires par rapport aux systèmes de plages et de cordons externes sur les grands strandflats de la façade NW, où ils peuvent d'ailleurs n'être séparés des rivages actuels que par des hiatus peu importants. C'est par exemple le cas de la côte SW de Langøy, avec le cordon de Gimstad qui n'est séparé du rivage actuel à moraine lavée que par un glacis tourbeux large de 50 à 100 m (pl. 4 et fig.219). Haut de 6m et ancré sur de très gros blocs erratiques de mangérite, ce cordon est constitué d'éléments hétérométriques dont ceux qui dépassent 10 cm sont très médiocrement roulés : seul un pavage superficiel présente des galets plus nets. Sa construction lors de la transgression à Tapes, témoigne d'un épisode où le remaniement de la moraine de fond a pû être plus énergique qu'actuellement, en liaison avec une immersion un peu plus importante de la baie ouverte au SW ; la faible pente du fond est responsable du report du rivage en avant de ce cordon, lors de la régression ultérieure.

Les beaux cordons de galets arqués qui alternent à 7 ou 8 d'altitude avec les encoches soulevées de Flesa et du pied de l'Offersøkammen, sur la côte ouest de Vestvågøy, sont également situées à faible distance du littoral actuel (50 à 150 m; pl. 2). Edifiés grâce au remaniement de la moraine de fond et de la base de l'éboulis Offersøkammen, ils représentent un épisode de régularisation poussée de la côte lors de la transgression à Tapes ; mais la régression qui a suivi

a fait émerger de multiples pointements rocheux qui ont totalement mis fin à ce type de dynamique en reportant le rivage dans un secteur accidenté ou les vagues sont brisées (fig.149 et204). Là encore, cette disposition souligne le rôle déterminant de la morphologie héritée dans la répartition des dynamiques littorales.

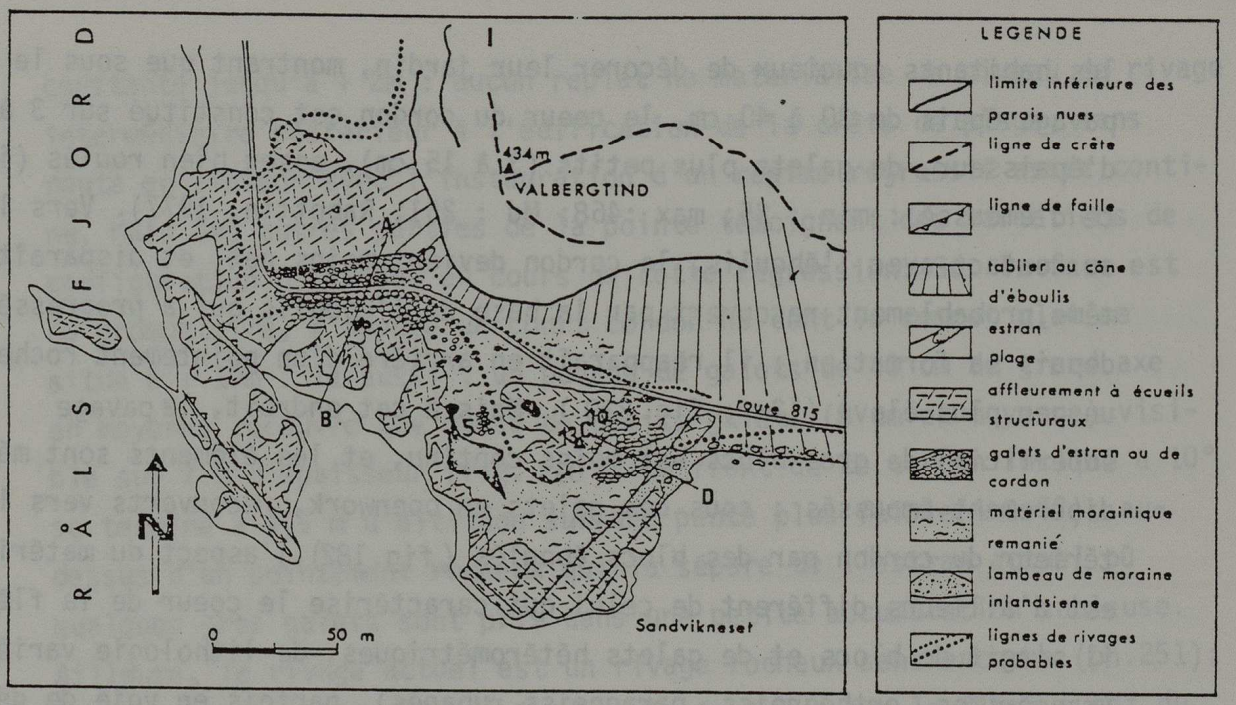
Le décalage est un peu plus important dans le nord de Vestvågøy entre les cordons de galets de Tøen-Bø et le rivage actuel que la régression a reporté sur le large fond de la baie ensablée de Bø et sur la côte nord de Sandøy (cf. supra, p.1255 , et pl. 9) Les vastes estrans à moraine délavée ou à "boulders" sont en effet dominés par des cordons littoraux dont la disposition n'a rien à voir avec celle du rivage actuel. Au niveau de Tøen, un petit cordon de galets soulevé à + 5 m et colonisé par les lichens, rattache l'îlot de Høines à l'extrémité sud du cordon de la transgression à Tapes formé en avant du glacier couvert fossile de Kvalnes (cf. supra, p.); il s'agit d'un ancien tombolo formé alors que de fortes vagues pouvaient encore se réfracter de part et d'autre de cet îlot maintenant entièrement rattaché au massif de Kvalnes par de larges étendues amphibies à blocs. Plus au sud, des cordons d'altitude plus élevée sont conservés sur la face aval du verrou-gradin mangéritique qui sépare le cirque du Dalvatn du strandflat proprement (fig. 100). Le plus net de ces cordons arqués se situe en contrebas de la route, et culmine à 11 m : il s'agit de l'équivalent du cordon de Tøen , dont il est séparé par les remparts de névé, les éboulis et les cônes non entaillés qui masquent la base du Høinesaksla ; il est constitué de galets de mangérite bien roulés, de 8 cm de grand axe en moyenne. L'édification de ce cordon remonte à la transgression à Tapes. Celle-ci a complètement ennoyé la plate-forme située en avant, en dehors de quelques pointements rocheux de Sandøy et des vigoureuses bosses qui s'élèvent au SW de Bø ; elle a donc permis l'établissement d'un rivage de haute énergie sur des reliefs situés à 2 km en arrière du riavge actuel. C'est à une situation du même type que l'on doit l'édification d'une ligne de rivage encore plus élevée (14-15 m) mais peu nette, probablement au Tardiglaciaire ancien, immédiatement après le retrait du glacier qui a édifié la moraine sous-marine de Bø. De courts arrêts dans la régression qui a suivi la transgression à Tapes ont également permis la constitution de petites plages de galets plus bas, vers 8-9 m et 6 m;au-dessous, la formation de plages construites n'a pas été possible, avec l'accroissement de l'étendue des îlots et des hauts fonds. La disparition rapide de ces cordons vers

le sud-ouest et l'est, sur l'ancien rivage constitué dans les flancs des collines de Bø montre que leur matériel provient essentiellement de la moraine mise en place au débouché du cirque, et qu'aucune dérive littorale n'a entraîné de galets dans cette direction.

Les décalages sont encore plus spectaculaires sur les grands strandfalts peu inclinés du nord des Lofoten. Sur Gimsøy, au SE du Hoven, trois longs cordons de galets parallèles et des crêtes de plages plus petites émergent des tourbières et dessinent des arcs ouverts au NE (pl. 10 et fig. 28). Le principal d'entre eux, long de 2,5 km atteint la cote + 10 m sur sa crête, et correspond sans doute, comme celui de Vik, à la transgression à Tapes ; il s'appuie à deux plates-formes rocheuses légèrement surélevées et une petite flèche le relie à un ancien îlot situé à 150 m en avant, ce qui témoigne de l'actif processus de régularisation auquel est associée sa formation. L'évolution ultérieure s'est traduite par un rétrécissement, par une subdivision de la baie au fond de laquelle il s'était formé, puis par la simple édification de petites plages sableuses entre 1,5 et 2 km plus au NW. Des tourbières se sont développées dans les dépressions isolées par ces cordons. Les strandflats du nord-ouest d'Austvågøy présentent des dispositifs analogues, en arrière des estrans à moraine délavée actuellement prédominants. A l'ouest de Delp, un cordon arqué s'appuie sur des pointements rocheux entre 600 et 800 m en arrière du rivage, et à une distance équivalente de la base concave du versant de Delpaksla, où sont conservées vers 30 - 35 m des lignes de rivage peu nettes (ph.196). Ce cordon, situé entre 8 et 10 m, est un peu plus élevé que la plage de petits galets (en surface, des galets bien roulés de 8 cm de grand axe en moyenne, au-dessous , des galets plus médiocrement émoussés et plus petits : 3 cm) qui s'appuie à l'extrémité de l'éperon de Delp; cette plage, postérieure à la transgression à Tapes, témoigne des possibilités de régularisation du rivage - il existe même un petit tombolo maintenant soulevé - qui ont disparu dès que la plate-forme actuellement immergée est devenue trop peu profonde, du fait du profil d'ensemble grossièrement concave. La même remarque s'applique au cordon beaucoup plus long, localement dédoublé, qui s'étend sur le vaste strandflat de Hadselsand et sur le rive orientale du Grundførfjord, plus à l'est (pl. 2 et fig. 189). Dessinant une boucle longue de 6 km autour de l'extrémité nord du massif du Fjordmanden-Sandsmælen , il se tient là aussi à mi-distance entre la base concave du versant montagneux et

l'estran à moraine lavée. Au-dessus de ce cordon de petits galets homométriques soulevé à 10 m d'altitude et attribuable à la transgression à Tapes, il n'existe que des lignes de rivage peu nettes jusqu'au niveau de la limite marine (ici, vers 35 m). Les traces d'un délavage superficiel de la moraine sont visibles partout, en dehors des tourbières. Mais il semble que le mouvement transgressif, accompagné d'un tri des matériaux meubles et d'un processus d'accumulation sur un haut estran de plus en plus décalé vers l'intérieur, puis suivi d'une stabilisation et d'un retrait, soit essentiel, ici comme dans les cas précédents, pour expliquer la puissance et le caractère unique d'une accumulation littorale qui ne s'appuie pas ici sur des pointements particuliers.

Alors qu'aucun cordon de galets n'est en cours d'édification sur la façade SE des Lofoten, de magnifiques cordons soulevés montrent que les processus de régularisation du littoral ont pu être beaucoup plus actifs dans le passé. Un des plus beaux exemples en est fourni par la pointe de Sandvikneset, près de Valberg, sur la côte sud de Vestvågøy (pl. 2 et ph. 201). Juste à l'est de ce petit promontoire, les éboulis gneissiques du Valbergtind ont partiellement recouvert une ancienne plage de galets située entre 10 et 11 m d'altitude, et des blocs ont même roulé au-delà, jusqu'au sommet de l'estran actuel, qui s'inscrit dans la base de la paroi. A l'inverse, l'ensevelissement lié au caractère partiellement fonctionnel des éboulis n'a pas pu se produire au niveau de la pointe elle-même. Appartenant au verrou de Ålsfjord, elle dessine une sorte de concavité basale au pied du Valbergtind, au-dessus de 13 m; le rivage actuel et une partie des rivages soulevés se trouvent donc nettement en avant du versant montagneux et de ses éboulis (fig. 220). La forme littorale la plus nette est une courte flèche de galets, large de 80 m au total, qui se détache de l'éboulis du Valbergtind, sur le flanc ouest du promontoire ; elle se termine au bout de 100 m par une sorte de crochet incurvé vers le nord-ouest. Cette flèche présente une crête tantôt simple, tantôt double, entre 11 et 12 m d'altitude ; là où elle est détachée de la base du versant (fig. 220), elle oppose un court revers pavé de galets de petites dimensions (12cm en moyenne) projetés là par les plus fortes vagues de tempête, à une crête étroite et à un front fortement incliné (17 à 18°), revêtus de gros galets parfaitement roulés dont les grands axes mesurent en moyenne 35 à 40 cm. Les talus de la route qui traverse le cordon ainsi qu'une carrière où s'approvisionnent aussi bien les Ponts et Chaussées que



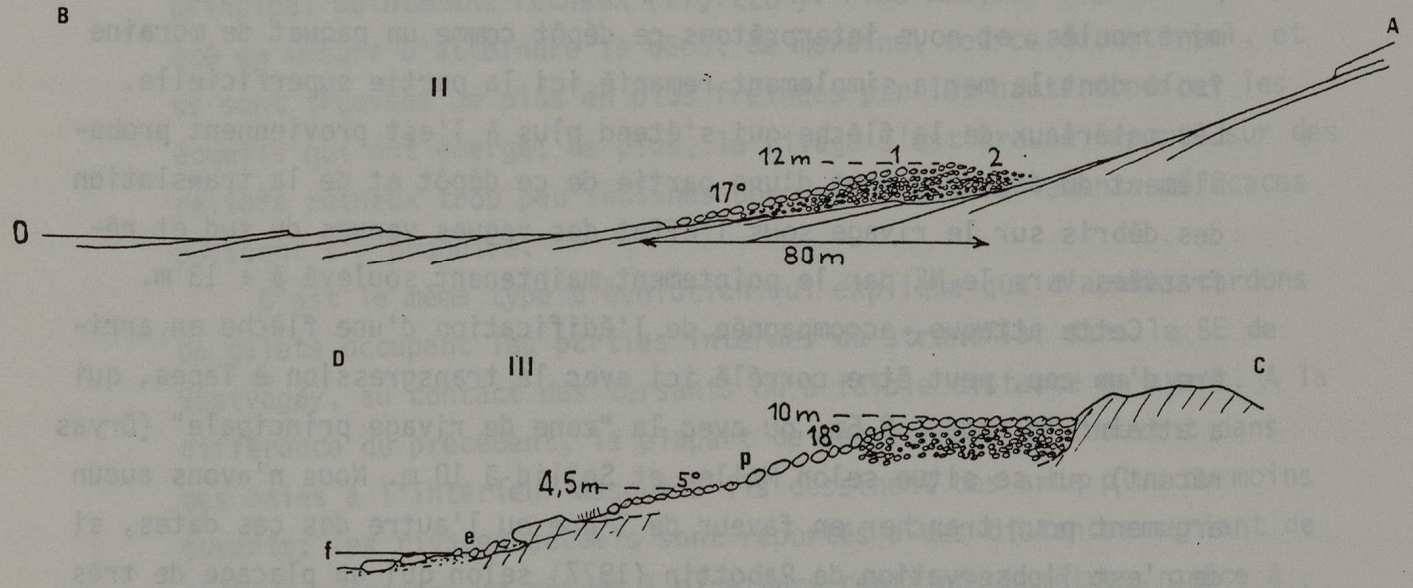


Figure 220 : Systèmes de rivages à Sandvikneset (extrémité sud du Valbergtind, Vestvågøy).

I : croquis géomorphologiques, d'après Rabottin (1977), modifié

II : profil schématique à l'ouest de la pointe, notamment à travers le haut cordon de galets (pavage de gros galets - 35 à 40 cm) sur galets plus petits (7cm); galets de 12 cm sur le revers.

III: profil schématique sur le côté est de la pointe; p: plage de gros galets; e: estran actuel à gros galets épars dans grève sableuse.

les habitants soucieux de décorer leur jardin, montrent que sous le pavage épais de 30 à 40 cm, le coeur du cordon est constitué sur 3 à 4m d'épaisseur, de galets plus petits (3 à 15 cm), assez bien roulés (indice d'émoussé : min : 25; max :468; Md : 251; Rabottin, 1977). Vers l'est au contact avec l'éboulis, le cordon devient moins net, et disparaît même,probablement recouvert par la base de l'éboulis qui a progressé depuis sa formation ; il réapparaît en arrière d'un pointement rocheux un peu plus élevé (13m ; fig. 220). Mais à cet endroit, le pavage superficiel de gros blocs est moins continu, et les éléments sont médiocrement émoussés ; sous ces galets en openwork, recouverts vers l'intérieur du cordon par des blocs éboulés (fig.182),l'aspect du matériel est d'ailleurs différent de celui qui caractérise le coeur de la flèche: il s'agit de blocs et de galets hétérométriques, de lithologie variée (mangérites, orthogneiss, paragneiss rubanés), parfois en voie de désagrégation (orthogneiss monzonitiques: éch. 627 et 628), emballés sans ordre dans une matrice de sable et de gravillons brun clair, sous un podzol. Seule la partie supérieure présente des galets plus régulièrement roulés, et nous interprétons ce dépôt comme un paquet de moraine isolé dont la mer a simplement remanié ici la partie superficielle. Les matériaux de la flèche qui s'étend plus à l'est proviennent probablement du démantèlement d'une partie de ce dépôt et de la translation des débris sur le rivage sous l'effet des vagues venues du sud et réfractées vers le NE par le pointement maintenant soulevé à + 13 m.

Cette attaque, accompagnée de l'édification d'une flèche en arrière d'un cap, peut être corrélé ici avec la transgression à Tapes, qui a atteint la cote + 9,5m, ou avec la "zone de rivage principale" (Dryas récent) qui se situe selon Møller et Sollid-à 10 m. Nous n'avons aucun argument pour trancher en faveur de l'une ou l'autre des ces dates, si ce n'est l'observation de Rabottin (1977) selon qui un placage de très gros galets (50 cm à 1 m) s'appuie sur le pavage externe de la flèche en formant un bas cordon et une accumulation de plage discordante sur le dépôt antérieur. Ce bas cordon (10 m), dont l'existence est responsable du dédoublement local de la crête pourrait avoir été construit en liaison avec un rivage un peu plus bas que celui auquel correspond la crête principale édifiée auparavant ; il nous est cependant impossible de déceler les traces d'un éventuel épisode régressif entre ces deux phases de construction. La face externe de la flèche présente une pente

constante jusqu'à + 2m : aucun replat ne matérialise un niveau de rivage intermédiaire postérieur à l'édification de la crête de plage, sans doute en liaison avec l'instauration d'un régime régressif assez continu. Mais les autres parties de la pointe témoignent des variations de configuration du rivage au cours de cette régression. Sur la face est du promontoire, s'appuie un court cordon NS dont le sommet plat se situe à + 10m : là aussi , un pavage de galets de 40 cm de grand axe en moyenne recouvre une masse de petits galets (8 cm en moyenne) visible sur 2 m d'épaisseur (fig. 220). Le front de ce cordon incliné à 10° se termine à 4,5 m d'altitude sur une pente plus faible(4 à 5°), au-dessus d'un pointement rocheux qui la sépare de l'estran actuel où quelques gros galets sont pris dans une petite accumulation sableuse. Ailleurs, le rivage actuel est un rivage rocheux sans encoche (ph.251); seule une petite plage de galets soulevée à 5 m sur le flanc ouest du promontoire, en avant du haut cordon témoigne d'une accumulation marine s'étant poursuivie après l'édification de ce cordon, à l'extérieur du principal pointement rocheux (fig.220). Plus bas,les vagues n'ont plus été en mesure d'atteindre le dépôt de moraine, source du matériel, et se sont trouvées de plus en plus freinées par les hauts fonds et les écueils qui ont émergé; de plus, le rivage s'est trouvé reporté sur des reliefs rocheux trop peu inclinés pour que des déferlements efficaces puissent s'y produire.

C'est le même type d'évolution qui explique que d'autres cordons de galets occupent les parties internes du strandflat dans le SE de Vestvågøy, au contact des versants ou à faible distance en avant. A la différence du précédent, la plupart de ces cordons se trouvent dans des baies à l'intérieur desquels ils dessinent des arcs plus ou moins ouverts; les rivages actuels sont reportés à des distances variant de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres, grâce à l'émersion du fond plat des rentrants correspondants. Ces cordons ne sont pas tous synchrones. Les plus gros ont été édifiés lors du Dryas récent, au niveau de la "zone principale de rivage" ; mais d'autres ont pu être édifiés ultérieuremen t, lors de la transgression à Tapes, bien que cette phase soit ici moins marquée que dans les parties externes de l'archipel (cf. supra, p.1190). C'est le cas au pied du Blåheia, sur la rive nord de la baie de Skokkelvik, où deux cordons dominent un large estran rocheux marqué par la gélifraction littorale (fig. 210).

Ces deux crêtes parallèles culminent à + 9 et + 7 m, et tendent à se détacher des éboulis à leur extrémité occidentale, où elles s'appuient sur un pointement rocheux dans le prolongement de l'éperon sud du Blåheia (pl. 2); vers l'est , des blocs éboulés les recouvrent partiellement. Le matériel de ces cordons est dans l'ensemble moins bien roulé qu'à Sandvikneset, et moins grossier (15 cm en moyenne), ce qui peut s'expliquer par la configuration de la baie, où les vagues, freinées par les hauts fonds que constituaient les actuels îlots, ont sans doute été moins fortes ; mais le haut cordon, qui présente une pente externe aussi accentuée que dans le cas précédent (12 à 15°) possède également un pavage de gros galets bien roulés (40 cm en moyenne). Le matériel, essentiellement orthogneissique, est de provenance locale, mais son origine - moraine, ou éboulis - n'a pas pu être déterminée; l'absence d'encoche dans les éboulis s'explique, comme dans le cas précédent, par le fait que les parois sus-jacentes de paragneiss ont continué à fournir des débris en assez grande abondance jusqu'à maintenant. Les cordons plus courts que l'on observe entre les éperons du flanc est de la baie s'appuient à la base même du Dalstind. Leur altitude est plus élevée (+ 13 et + 17 m: ph. 198); elle peut être corrélée, d'après le diagramme de Møller et Sollid (1972) avec celles des rivages du Dryas récent et du Dryas ancien. Le profil des cordons, la taille des galets (40 cm en surface, 20 cm au-dessous) et leur bon émoussé suggèrent que le littoral a constitué à ce moment un environnement à haute énergie, ce que confirme l'existence des quelques encoches littorales précédemment décrites dans le même secteur. La possibilité de stationnements momentanés du rivage et l'immersion complète du strandflat sous 8 à 20 m d'eau expliquent également ce processus de construction, qui n'a pas pu se reproduire par la suite avec la diminution des profondeurs et la diminution de la pente des estrans.

Les seuls cordons de galets que l'on observe plus à l'est se situent aussi dans les concavités basales des versants, à des altitudes assez élevées. Celui de Horn, au pied du Horntind, décrit un bel arc de cercle au pied d'un verrou-gradin, à 22 m d'altitude ; il semble devoir être corrélé avec les dernières moraines de Hinnøy (fin du Dryas très ancien ou interstade de Bølling). Un second cordon parallèle au premier mais beaucoup moins net, s'étend vers 10 m d'altitude au niveau des fermes de Horn, et il est séparé du rivage par une plate-forme rocheuse

doucement inclinée sans formes littorales typiques (en dehors de quelques estrans à boules façonnés dans les mangérites à Dal, pl. 2). Interrompu au niveau de Vikjorden et en arrière de la péninsule de Malnes, sans doute en liaison avec la multiplication et la vigueur des anciens hauts fonds et îlots, ce dispositif se retrouve, tout à fait analogue, sur le strandflat de Molandsviken, avec un haut cordon large de 50 à 70 m, haut de 3,5 à 4 m et culminant à + 21 m; appuyé sur quelques très gros blocs erratiques, ce cordon est séparé de la base concave du massif du Varden par une dépression tourbeuse etil présente sur son front incliné à 8° un pavage superficiel de gros galets (25 cm en moyenne) inégalement émoussés (ph. 212). Il est séparé par des pointements rocheux d'un cordon plus bas et plus discontinu sur lequel passe la route sud de Vestvågøy ; lui-même précédé par de vigoureux rochers (fig. 194), il est constitué de galets moins bien émoussés que dans le précédent. Les coupes ménagées de part et d'autre de la route montrent que ces galets proviennent du simple remaniement superficiel de la moraine qui revêt le strandflat (cf. supra,p.1260).

L'importance des processus de remaniement sur place du matériel morainique peut être parfaitement saisie dans le système de plages et de cordons soulevés le plus spectaculaire de l'archipel, celui qui se situe à l'extrémité de l'étroite baie de Rørvik (Austvågøy). Celle-ci est ouverte à l'ouest au débouché d'un col et d'une vallée de transfluence creusés entre les massifs du Lyngværfjell et du Vågekallen (pl. 2). Le sommet et le face aval du verrou qui retient le petit Rørvikvatn (+ 51 m) sont occupés par une accumulation morainique et fluvioglaciaire frontale aux élements hétérométriques diversement émoussés (subanguleux : 3%; émoussés médiocres: 65%; bien roulés: 32%); sa retombée externe est remaniée superficiellement en une plage de galets dont la crête culmine à 34 m : fig. 217. Une pente à 12° sépare cette crête de la plage située à 30m qui matérialise ici la limite marine ; le profil d'ensemble atteste la vigueur des actions marines dans un secteur pourtant abrité (mais alors plus ouvert sur la mer et dépourvu de hauts fonds). Une autre plage, revêtue de galets plus petits (15 cm en moyenne) mais également bien roulés (comme à Sandvikneset) est bien marquée entre 20 et 24 m d'altitude et peut correspondre à la zone de rivage principale. Les plages plus basses témoignent d'actions littorales de moins en moins efficaces, et aussi d'un appauvrissement

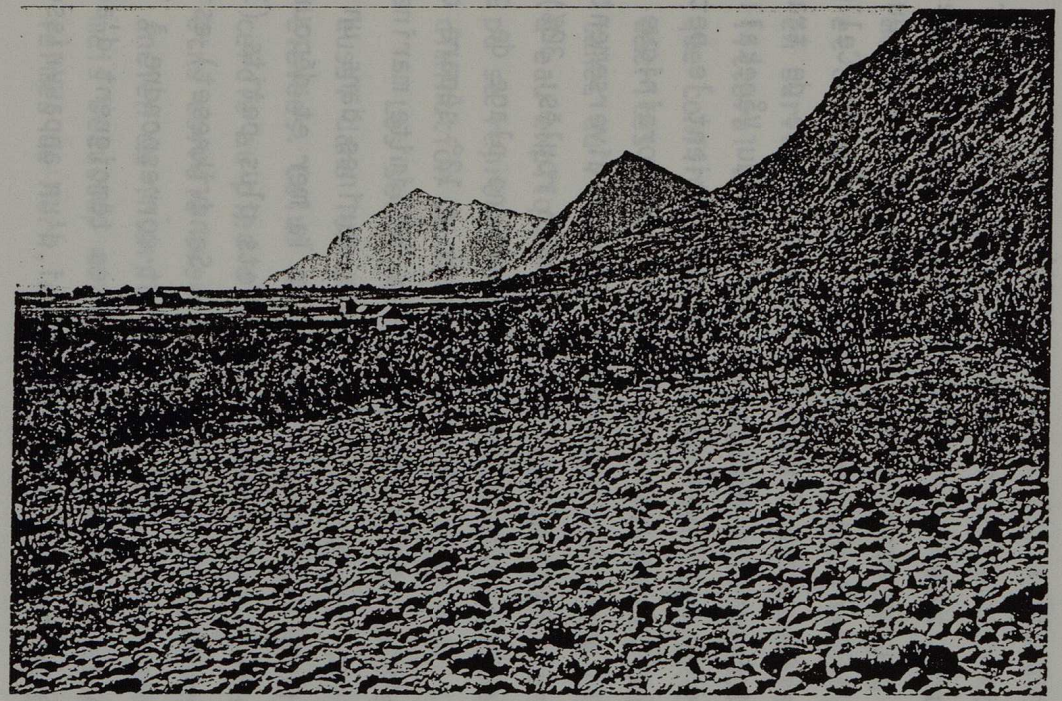


Photo 212 : Cordon de galets soulevé du Molandsvik (Vestvågøy).
Altitude de la crête: +20m. Au fond (vers le SW): Horntind (361m) et Dalstind (461m).

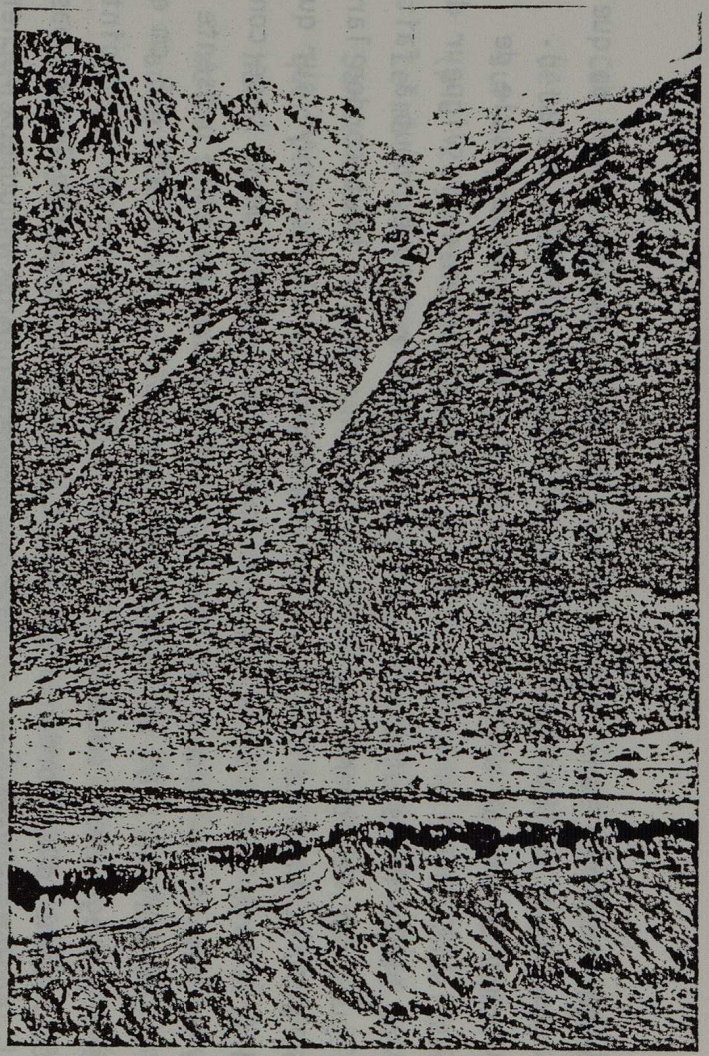


Photo 213: La plage soulevée de Petvik (lobe de Mortsund, Vestvågøy).
Dépôt de sables et gravillons incorporant des pierres ponces d'origine islandaise et formé lors de la Transgression à Tapes. En arrière: cônes mixtes et versant ouest du Ramstind-Storbreitind (506m).

en matériaux dû au fait qu'elles se situent au-dessous de la limite du dépôt morainique. Celle de 10-14 m, colonisée par la tourbe, semble être constituée de petits galets, si l'on en juge par quelques coupes visibles dans les fossés le long de la route de Festvåg. Elle est séparée de l'estran actuel à moraine délavée par des pointements rocheux parsemés de blocs erratiques. Comme dans la plus grande partie du strandflat, le mouvement régressif s'est donc traduit dans cette baie par une spectaculaire diminution de l'efficacité des actions littorales.

La répartition des *anciennes plages* sur les strandflats est souvent plus difficile à définir, car la colonisation par la végétation les rend peu distinctes des autres surfaces peu accidentées. Elle l'est particulièrement sur Hamarøy, qui a été soumise en permanence au régime régressif, et où seuls les strandfalts septentrionaux présentent des placages de sables marins, sans formes littorales associées bien définies (placage de sables coquilliers de la plate-forme de Tranøy, observés dans des positions variées, à la faveur de talus en bords de routes, entre 10 et 30 m d'altitude). Des gradins au tracé rectiligne ou arqué et une certaine régularité altitudinale peuvent cependant trahir la présence de plages, de même que d'autres indices tels que la présence de cimetières - les tombes sont moins difficiles à creuser que sur les pointements de mangérite ou de gneiss, et les seuls autres terrains meubles sont les tourbières - et surtout de sablières ou de gravières. C'est autour de ces dernières que nous avons identifié des systèmes de plages soulevées qui occupent au total une portion assez restreinte du strandflat. Certaines d'entre elles s'étendent entre les cordons de galets soulevés et le rivage actuel, témoignant d'un changement progressif des dynamiques littorales au cours du mouvement régressif : c'est le cas des larges plages de sable et de petits galets qui s'étendent sur la plate-forme faiblement inclinée de Kvalnes, à l'est du glacier couvert fossile, et dont la principale se situe entre 2 et 3 m d'altitude, à 200 m du rivage (pl. 9). Leur disposition est semblable à celle des plages étagées qui séparent le grand cordon de galets de Gimsøy de la côte NE de l'île.

Ailleurs, de telles plages sont les seules formes littorales bien marquées dans les profils, et leur existence témoigne de possibilités momentanées de remaniement et d'accumulation de la moraine ou des matériaux de désagrégation. Elles sont assez rares sur la façade externe de l'archipel, où elles caractérisent surtout les plates-formes basses

et faiblement inclinées; des placages sableux existent sur le strandflat occidental de Hadseløy, à Taenviken, et aux arrière de la péninsule de Hangneset. Mais les plus importants dépôts de plage que nous ayons trouvé se situent à Laukvik, sur le plus large strandflat émergé du nord-ouest d'Auståvgøy (pl. 2 et ph. 196); de petites buttes rocheuses dominent cette plate-forme qui arase des roches variées, et leurs flancs raides portent les marquent du sapement marin. En arrière de l'ancien îlot de gabbro qui se trouve au nord du cimetière, s'étend vers 8 m d'altitude une flèche de petits galets bien roulés qui, sous le rebord de la butte, est surmontée par des blocs écroulés. Cette flèche disparaît rapidement dans la dépression tourbeuse qui la sépare d'une sorte de terrasse appuyée elle aussi à un pointement de gabbro en avant du versant montagneux, à 10m d'altitude (fig.197). Cette terrasse est entaillée par une carrière qui montre sur 2 m d'épaisseur un dépôt bien stratifié, incliné à 1° vers le nord-ouest, où des lentilles de cailloux et de galets mal roulés sont surmontés par des lits de sable plus ou moins grossiers et de cailloutis mal roulés , aplatis; la proportion de sable est plus importante au sommet, où s'intercalent seulement quelques lits discontinus de galets, et où l'on distingue une évolution podzolique très poussée. Le tri et la disposition de ce matériel suggèrent qu'il s'agit d'une ancienne plage édifiée en régime transgressif, jusqu'à un niveau qui correspond au niveau local de la transgression à Tapes; l'état de la carrière nous a cependant empêché d'en étudier le rebord externe, partout bouleversé, ainsi que la configuration initiale de la plage. D'autres éléments de ce rivage, masqués par la tourbe et des fourrés de Betula tortuosa, existent probablement plus au nord, en direction de Delp.

Les autres dépôts de plage soulevés que nous avons pu identifier se situent dans des secteurs plus abrités. Celui de Hestneset, sur la rive SE de l'Offersøpollen est peu différent de la plage actuelle, sur laquelle nous avons décrit (cf. supra, p. 1247)les effets de la redistribution des graviers, des plaquettes et des cailloux détachés des paragneiss et des schistes du groupe de Leknes par la désagrégation littorale. Située entre + 2 et + 2,5 m sur une basse plate-forme doucement inclinée vers le bras de mer, cette plage soulevée montre en effet, à la faveur d'une entaille artificielle et sous 20 cm de tourbe, la même alternance de lits de sable ou de gravillons faiblement inclinés (3°) et de lits de plaquettes formant de véritables pavages, que sur l'estran

actuel. Un lit de coquilles de Mitylus et de Littorina, ainsi que de petites concrétions calcaires, s'y intercalent. L'ensemble repose sur le substratum gélivé, sans doute un ancien estran rocheux, et sa disposition atteste le régime transgressif temporaire, probablement corrélable avec une des dernières oscillations de la transgression à Tapes (Tapes IV: Marthinussen, 1961). De tels dépôts apparaissent en tout cas aussi localisés que les plages actuelles présentant le même type de matériel.

Nous avons repéré les indices d'une évolution analogue sur les parties basses des strandflats qui tronquent les mangérites du sud-est de Hadseløy, bien que les plages soulevées y soient couvertes d'une tourbe épaisse qui en estompe les contours. Au-dessus d'un estran à moraine lavée, trois niveaux de plages sont visibles près de Hadsel, à Vangen, entre + 3 et + 4m, à 7,5 m et à 10 m (fig. 181). Dans la plus basse, un podzol peu épais surmonte un sable jaune mêlé de débris de coquilles. Une tranchée creusée en 1977 dans la partie haute de cette même plage nous a permis de voir, sous un manteau tourbeux épais de 80 cm, que ce sable grossier qui incorpore de petits galets quartzo-feldspathiques et des cailloux anguleux de mangérite repose sur un horizon de gravillons polycristallins mêlés à du sable et à quelques galets. Cette formation passe progressivement en profondeur à une arène tout à fait analogue à celles qui ont été étudiées dans les parties hautes du strandflat dans le même secteur (éch. 788 et 789). Cette coupe suggère que la plage s'est formée sur un littoral à assez basse énergie, grâce au remaniement d'un matériau meuble correspondant à la partie supérieure d'une altérite déjà formée. Une certaine altération a pu se poursuivre sous la tourbe après une émersion sans doute récente, mais la nature du matériel implique que l'essentiel de la désagrégation était acquis avant le remaniement littoral, et donc avant la glaciation weichselienne, puisque le dépôt a constamment été placé en milieu sous-marin depuis le déglaciation jusqu'à la formation de la plage. En effet, cette partie de l'île appartient à un secteur où l'épisode à Tapes s'est traduit plus par des arrêts dans un processus de régression en cours depuis la déglaciation que par une véritable transgression. Au matériel repris à l'arène se mêlent simplement quelques galets repris à la moraine ou issus de filons de pegmatite.

Une telle origine est moins certaine pour les dépôts de plage que l'on trouve localement en arrière du jardin d'écueils de la façade sud de Vestvågøy, dans les secteurs caractérisés par une forte désagrégation littorale des mangérites. Le seul que nous ayons pu étudier est celui de Petvik, sur la rive est du Buksnesfjord (Peulvast et Dejou, 1982). Correspondant à une surface plane de quelques hectares, très faiblement inclinée vers la mer entre 6 et 4 m d'altitude, ce dépôt domine par une pente douce le fond de la baie ouverte au SW, et il est encadré par les collines rocheuses peu élevées du Ramsvik au NW, et par le versant oriental du Storbreitind, masqué à sa base par des éboulis, au SE (ph. 213). Les lits de gravillons feldspathiques bruns qui le constituent sur 2 m d'épaisseur au moins proviennent du remaniement de produits de la désagrégation littorale des mangérites, lors d'une transgression survenue après les périodes de bas niveau du Dryas récent et du début de l'Holocène. Une telle évolution, déjà indiquée par Moe(1975) pourrait correspondre ainsi à l'épisode Tapes IV (4800-4500 BP). La présence de ponces rhyo-dacitiques d'origine probablement islandaise au sein de ce dépôt (Peulvast et Dejou, 1982) ne contredit pas cette datation ; elle indique en outre une importante activité de la dérive littorale jusque dans les secteurs abrités, grâce à l'immersion des hauts fonds et de la plate-forme peu inclinée qui empêche actuellement une action efficace des vagues à la côte (l'estran actuel montre un simple remaniement sur place de la moraine et des matériaux de désagrégation).

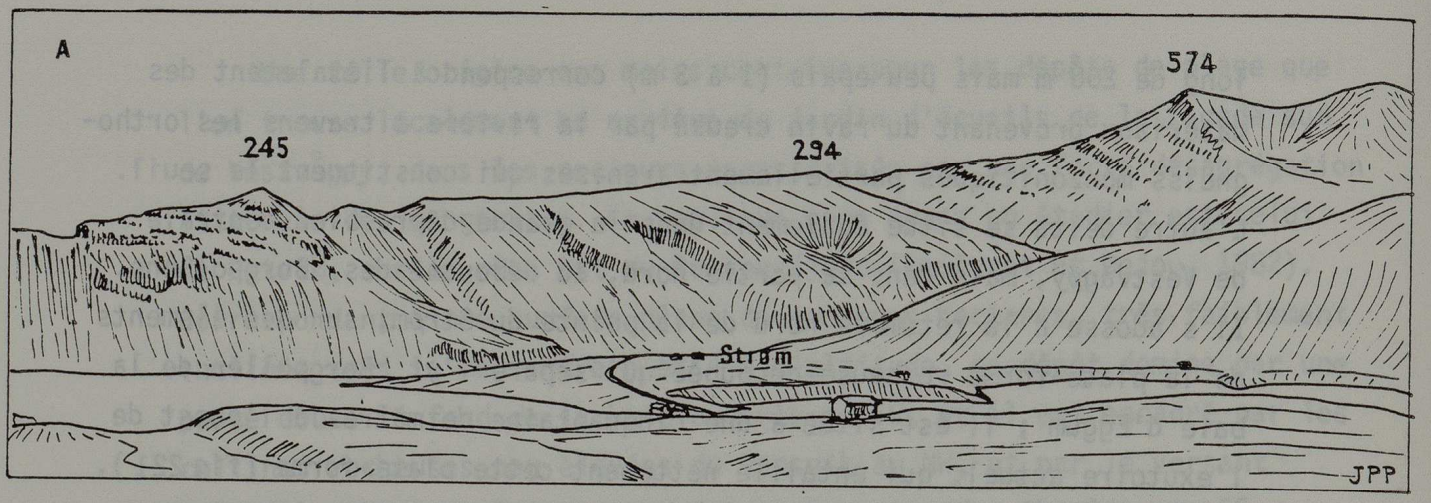
Nous n'avons pratiquement pas mentionné jusqu'ici *le rôle des apports fluviatiles* dans les processus d'accumulation littorale. En effet, les processus de redistribution des matériaux morainiques sont prépondérants, sinon exclusifs. La faiblesse du réseau hydrographique et surtout de son rôle morphogénique a déjà été évoquée dans le chapitre précédent; il ne s'agit donc pas là d'une source d'approvisionnement importante pour les constructions marines. Seuls ont pu être identifiés deux *deltas*, sur Vestvågøy. L'un d'eux se situe dans le Saltisen, étendue d'eau peu profonde située à l'extrémité nord-est de l'Offersøpollen, et au débouché de la Lakselv (pl. 2); son sommet n'émerge que dans la partie interne et son édification n'a pu commencer que récemment, en liaison avec l'enfoncement de l'exutoire du Farstavatn à travers un seuil situé à 3 m d'altitude. Ce petit delta, large et

long de 200 m mais peu épais (1 à 3 m) correspond à l'étalement des matériaux provenant du ravin creusé par la rivière à travers les orthogneiss monzonitiques partiellement arénisés qui constituent le seuil. L'autre delta se situe également dans la grande dépression centrale de Vestvågøy, mais dans sa partie nord, au débouché des Borgpollene. Il s'adosse à la retombée nord de la pointe du Strøm, sur des élements de la plate-forme rocheuse découpée qui sépare l'yt Borgpollen de la baie d'Eggum ; il est situé à une cinquantaine de mètres à l'ouest de l'exutoire actuel, qui entaille nettement cette plate-forme (fig.221). Une petite coupe dans le front de cette terrasse étroite montre un matériel bien lité, principalement sableux, mais comportant des lits de galets bien roulés de petites dimensions (1 à 5 cm), inclinés à 6 ou 8° . On note de rapides passages latéraux des sables aux galets, et des stratifications entrecroisées. Le rebord de ce petit delta se situe à + 4m (ce qui correspond à un rivage vers + 5m). Sa conservation est due à ce que la baisse du niveau marin postérieure à son édification n'a plus permis à l'exutoire des Borg pollene de passer par le seuil rocheux auquel il s'adosse, le passage se faisant uniquement plus à l'est. Un petit delta s'édifie d'ailleurs actuellement au débouché de cet exutoire sur la baie d'Eggum, avec des matériaux tout à fait semblables, provenant essentiellement du remaniement du matériel morainique sur les rives mêmes de cet étroit courant; il semble d'ailleurs que l'effet de la marée et des courants de vidanges périodiques, qui s'ajoute au débit peu élevé des ruisseaux se déversant dans les Borgpollene, joue un rôle essentiel dans ce processus d'accumulation exceptionnel pour l'archipel.

Comme les précédentes, ces formes isolées sont peu étendues par rapport au strandflat. Cette part restreinte dans les paysages et dans les profils est surtout liée à la faible quantité des matériaux meubles disponibles pour les actions littorales. Mais elle traduit aussi le caractère toujours local, et changeant, des conditions d'une intervention réellement efficace des vagues sur les littoraux.

D. Conclusions partielles

L'apparente analogie du strandflat et des versants montagneux avec un vaste dispositif de platiers et de falaises ou de mégafalaises doit



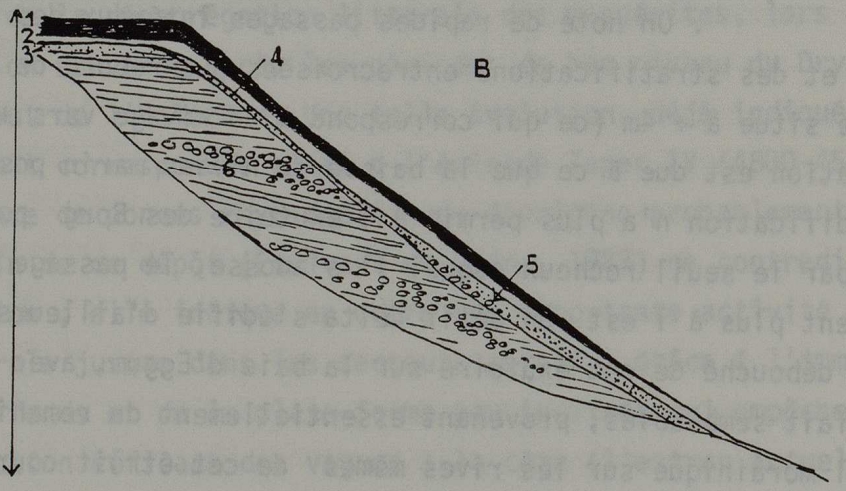


Figure 221 : Le delta de Strøm (Nesje, Vestvågøy).

A: vue d'ensemble vers le SSW, depuis Nesjeøerne. Le delta, étroit, s'appuie sur la face aval d'un verrou surbaissé, au débouché des Borgepollene.

B: coupe dans le talus frontal du delta.
1: horizon tourbeux
2: horizon cendré
3: horizon brun-clair
4: horizon brun-rouge
5: formation colluviale
6: lit de galets rubéfié.
La masse du delta correspond à une alternance de lits sableux sombres ou clairs et de lits de petits galets bien roulés (1 à 5cm).

être sérieusement corrigée, même dans les régions externes et dans les secteurs - essentiellement les étages inférieur et intermédiaire - où la brutalité du contact entre la plate-forme et les reliefs suggère le plus cette interprétation. Mais, bien que les formes et les modelés littoraux soient largement répartis, des parties entières des strandflats les plus internes sont dépourvues de toute forme littorale soulevée identifiable (intérieur de Flakstadøy, de Vestvågøy, la plus grande partie de l'intérieur de Langøy en dehors des rives des fjords, intérieur de Hamarøy). De plus, la marque des actions marines est partout apparue modeste, y compris dans les secteurs exposés où sont fréquentes les convergences entre les formes d'attaque littorale et les modelés glaciaires. Un sérieux doute pèse donc sur le rôle que l'érosion marine peut jouer dans la genèse du strandflat . En cela les strandflats des Lofoten-Vesterålen aux modelés et aux étagements irréguliers, semblent différer profondément de ceux du Spitsberg, par exemple (Moign, 1974 et comm. pers.).

Il faut cependant reconnaître que les formes littorales identifiables ne sont que le résultat d'une évolution très brève, postérieure à la déglaciation (14 000 à 12 000 ans selon les secteurs), et qu'il n'est pas possible de ramener la genèse du strandflat et des grands volumes du relief littoral à cette seule période. Apparaissant surtout comme des formes de retouche, elles ne traduisent qu'une petite partie d'une évolution sans doute longue et complexe. Le principal intérêt de l'étude qui vient d'être menée réside donc moins dans l'établissement d'un bilan qui apparaît bien modeste que dans une évaluation de la répartition et de l'importance relative des actions littorales à envisager dans la morphogénèse

III UNE FAMILLE DE FORMES COMPRENANT DES TYPES MORPHOGENIQUES VARIES: LE STRANDFLAT ET LES STRANDFLATS.

Le strandflat présente *une incontestable unité* , liée à sa relation assez constante avec le niveau de base, mais aussi *une très grande diversité*, dans les configurations - en profil et en plan - et dans les modelés. La plupart des auteurs ont mis l'accent sur cette unité, en élaborant des modes d'explication s'appliquant à l'ensemble de la plate-forme.

Il est évident que la relative constance altitudinale doit être prise en compte dans tout essai d'explication, de même que les relations entre le développement du strandflat et celui des formes de dissection. L'analyse des processus de la morphogénèse, typiques ou non de la zone froide, montre cependant qu'aucune hypothèse simple ne suffit à rendre compte de sa formation. C'est ce qu'ont souligné nombre de nos prédécesseurs en proposant des théories "polygénistes" de la formation du strandflat. Mais il faut ajouter à cette complexité la grande diversité des conditions de la morphogénèse d'une partie à l'autre du strandflat. C'est pourquoi un inventaire des mécanismes de formation de cet aplanissement, et un scénario global qui viendraient s'ajouter à ceux qui ont déjà été publiés (Moign, 1974, ; Klemsdal, 1982, pour ne citer que les plus récentes des revues bibliographiques) ne suffiraient pas ici. Nous préférons adopter la démarche déjà suivie pour l'étude du fjell et des formes de dissection, c'est à dire un essai de définition des différents types morphogéniques représentés à l'intérieur du strandflat.

La part des processus zonaux et azonaux peut être en partie discutée à l'échelle de l'ensemble du strandflat, mais il est évident que d'importantes nuances peuvent être apportées selon que l'on considère les secteurs où l'érosion littorale a pu intervenir efficacement, ou ceux dont la configuration géographique est incompatible avec cette intervention. Les autres facteurs de différenciation sont ceux qui ont déjà été exposés dans le chapitre V. La notion même de strandflat,qui traduit une incontestable réalité géographique, n'est pas remise en cause par ce type d'approche, mais l'accent est mis sur une diversité des types génétiques telle que l'on peut se poser le problème d'un emploi de ce terme au singulier ou au pluriel : un strandflat, ou des strandflats ?

A. Unité géométrique et complexité génétique

1. Strandflat et niveau de base : le problème de l'horizontalité transversale à l'échelle régionale

a. un développement associé à la dissection

De grandes parties du strandflat des Lofoten-Vesteralen corres-

pondent aux planchers des formes de dissection ou de défonçage, ou se situent dans leur prolongement, que ce soit dans des régions externes où les formes et les modelés littoraux occupent une certaine place, ou dans les régions internes où les processus littoraux paraissent ne pas pouvoir intervenir. Nous avons déjà montré la diversité des formes qui s'y rattachent : quelques fonds d'auge et fonds de cirque, qui ne représentent généralement que des superficies mineures, des banquettes plus ou moins larges en situation d'épaulements sur les flancs des ombilics ennoyés, des planchers souvent inégaux de grands bassins intérieurs, voires des planchers d'alvéoles peu ou pas surcreusés, et enfin des plates-formes en situation externe où nous avons pu déceler quelques analogies de profils, sinon de modelés, avec des systèmes de platiers rocheux.

Cette diversité montre que le développement du strandflat est associé à *un processus de morcellement du relief* qui accroît le morcellement lié aux grandes dislocations : on est loin ici de la situation de la notion d'attaque frontale des bourrelets montagneux par l'abrasion marine, telle qu'elle a été développée par Vogt (1907). La formation de l'aplanissement partiel est inséparable du processus de dissection, qui autorise la multiplication des lieux et des directions d'attaque des volumes du relief. Ce fait a déjà été noté par de nombreux auteurs qui ont surtout cherché à caler le processus de dissection par rapport à la succession des séquences d'érosion ayant engendré la strandflat (par exemple, Nansen, 1922; H.Holtedahl, 1957-58).En fait, on ne peut pas ramener les effets de la dissection à la possibilité accrue pour des processus d'érosion aréolaire d'inciser et d'étendre l'aplanissement partiel dans des positions variées: s'il existe bien des banquettes inscrites dans les flancs des grands fjords et des détroits, et pour lesquelles le raisonnement a pu être appliqué (Oxaal, 1915 ; Nansen, 1922), c'est souvent le plancher même de nombreuses formes de dissection et de sculpture qui se rattache au strandflat. Ce raccord ne va pas de soi dans une région englacée, puisqu'une puissante érosion verticale glaciaire peut dans une grande mesure s'affranchir du niveau de base. Il est vrai qu'il s'agit généralement de vallées ou de dépressions où la canalisation de la glace est restée peu accusée ; cette relation avec le niveau de base peut donc traduire une origine non glaciaire des entailles et une certaine inefficacité de

l'érosion glaciaire dans l'aménagement des profils longitudinaux, surtout dans leurs parties externes. Mais rien ne dit qu'un tel dispositif soit forcément d'origine préglaciaire et qu'il n'ait pas pu se développer au cours des alternances de glaciations et d'interglaciaires ou d'interstades. A l'inverse, rien n'indique une dissociation chronologique entre ce processus et le génèse du strandflat. A ce stade de l'exposé, seule le relation géographique entre les deux peut être retenue.

Il est seulement certain, nous l'avons vu, que l'essentiel des formes du strandflat ne peut pas être considéré comme post-glaciaire. Néanmoins, cette surface se situe partout à proximité du niveau de base actuel, et ce dans une région qui s'étend transversalement sur une largeur exceptionnelle en arrière de façade montagneuse externe. Ce fait comporte beaucoup d'implications quant à la durée minimale d'élaboration et aux types de séquences à envisager pour expliquer sa genèse.

b. les implications quant à la durée et aux modalités de la genèse du strandflat.

Le raccord du strandflat au niveau de base n'est qu'approximatif, comme nous l'avons montré en analysant les étagements des formes et la répartition des différents niveaux qui s'y rattachent. Bien que l'on note une tendance régionale à un léger abaissement de la surface du strandflat vers les parties externes de la région côtière, en particulier avec la répartition quasi-exclusive des strandflats sous-marins sur la façade ouest des Lofoten-Vesterålen, la diversité des profils du strandflat ne s'accompagne pas d'une variation systématique de l'altitude des étages de formes en direction des parties internes de l'archipel et du bourrelet montagneux. Seules des pentes locales existent, entre la base des versants et le rebord externe du strandflat, et parfois entre les secteurs les plus abrités et les plus exposés; les limites internes et externes restent partout à des altitudes comparables, depuis la façade occidentale - à l'exception de la côte ouest de Moskenesøy et de quelques autres parties de cette façade - jusque sur les rives des parties internes du Vestfjord et dans l'intérieur de Hamarøy.

La relative horizontalité du strandflat à l'échelle régionale est remarquable quand on sait que l'ensemble de la région s'est trouvée enfoncée sous le poids de l'inlandsis weichselien de 100 m au moins dans ses parties occidentales, de 200 m et plus au niveau de Hamarøy, et qu'elle se relève encore légèrement dans ce dernier secteur, à un rythme de l'ordre de 2 mm par an. Cette situation, qui a également prévalu lors des glaciations antérieures, correspond à un net basculement d'ensemble vers le SE, en direction du centre de l'inlandsis. Il n'est pas étonnant que ses incidences sur la disposition générale du strandflat soient faibles, puisqu'elle correspond à une englacement généralisé au cours duquel on ne peut s'attendre à une grande influence du niveau de base sur la morphogénèse. Elle correspond aussi à une courte période au cours de laquelle les profils des lignes de rivage successives forment des angles très nets avec l'actuel, mais où les épisodes de stabilité sont trop brefs pour que puisse avoir eu lieu une efficace érosion aréolaire en fonction de ces niveaux de base (Nansen, 1922; H.Holtedahl, 1957-58).

Dans la mesure où les actions post-weichseliennes ne peuvent être tenues pour responsables de la création de grands volumes, mais seulement d'une légère contribution à leur façonnement, il faut bien considérer que la genèse du strandflat traduit une relation avec un niveau de base établi au voisinage de l'actuel depuis une période antérieure à la dernière glaciation. C'est ce que pourraient traduire les convergences locales des formes des étages inférieur et intermédiaire avec des formes littorales, alors qu'après la déglaciation la mer n'y a souvent effectué que des retouches. Les preuves directes d'une stabilité relative attribuée par certains à un long interglaciaire (H.Holtedahl, 1957-1958) sont rares, mais peu contestables. Ainsi, l'existence d'une arène pré-weichselienne à 3 - 4 m d'altitude sous la plage soulevée de Vangen, près de Hadsel (cf. supra, II) montre que ce secteur évoluait déjà à l'air libre avant la dernière glaciation et qu'il n'a pas pu se produire depuis un mouvement positif à long terme traduisant un important changement par rapport au niveau de base. On a alors le choix entre deux hypothèses. Ou bien l'élaboration du strandflat a été permise par une stablité prolongée du niveau de base, le rivage retrouvant toujours approximativement la même niveau en dehors des périodes de grands mouvements glacio-isostatiques et eustati-

ques, c'est à dire lors des interglaciaires, lors des interstades assez longs, ou avant les premières glaciations ; ou bien elle résulte d'une combinaison d'actions suffisamment rapides pour qu'au fil des phases d'érosion glaciaire, marine ou subaérienne , le processus de planation puisse compenser d'éventuelles tendances à long terme des variations eustatiques et surtout des mouvements verticaux de l'écorce terrestre dans la région (tendance positive). La discussion de ce dernier aspect est prématurée, mais on peut souligner que la modestie de l'évolution post-weichselienne et plus encore celle qui intéresse certains secteurs conservant des régolites pré-weichseliens ne plaide pas en faveur d'une particulière rapidité de l'érosion sur le strandflat. Ce fait est particulièrement remarquable dans les secteurs orientaux qui s'inscrivent dans les parties les plus fortement soulevées du bourrelet montagneux (Austvågøy- Hinnøy, Hamarøy et les parties internes du Vestfjord) Un choix entre les deux hypothèses suppose de toutes façons une bonne appréciation de la vitesse de l'érosion, et n'empêche pas que l'on doive considérer la genèse du strandflat comme le résultat d'une succession d'actions variées s'échelonnant probablement sur une longue période.

2. Une morphogénèse complexe

a. la part des processus non glaciaires.

Les processus subaériens et littoraux sont les plus à même d'expliquer le développement d'un aplanissement partiel et sa relation géométrique avec le niveau de base. Notre étude des formes et des modelés littoraux ne nous permet cependant pas de conclure à un rôle important et généralisé de *l'érosion littorale post-glaciaire* dans la genèse du strandflat. En ce sens, nos conclusions diffèrent profondément de celles de Nansen (1922) et de Moign (1974), qui attribuent un rôle considérable à l'abrasion et à la gélifraction post-glaciaires dans le façonnement des modelés et même des formes majeures. Le schéma proposé par A.Moign (1974) pour expliquer la genèse des strandflats à plates-formes étagées du Spitsberg, en fonction de l'évolution eustatique et glacio-isostatique quaternaire, ne reçoit ici que des applications très partielles ou locales, d'autant plus que les types d'évolution des lignes de rivages sont encore plus variés et

complexes (élaboration, conservation de formes de retouche littorale étagées dans des secteurs à régime régressif; destruction d'anciennes formes de rivage dans des secteurs ayant connu des épisodes transgressifs). Il est vrai que dans l'ensemble, la lithologie des Lofoten-Vesterålen diffère beaucoup de celle qui, au Spitsberg, favorise l'intervention de ces mécanismes. Et d'autre part, les conditions climatiques qui ont régné depuis la déglaciation n'ont été réellemnt agressives qu'au cours d'une brève période, à un moment où une grande partie des strandflats actuellement émergés étaient encore ennoyés ; la période holocène, comme l'interglaciaire éémien, n'a permis que des phénomènes de gélifraction littorale très limités, entraînant de simples retouches locales des formes laissées par les glaciers. Les deux environnements ne sont donc guères comparables, même si l'on doit rappeler ici que selon Kellogg (1980; cf. supra, chapitre III), les interglaciaires à climat tempéré sont restés très brefs et exceptionnels au cours de 450 000 dernières années, et que ce sont plutôt des conditions analogues à celles du Spitsberg actuel qui ont alors prévalu sur les côtes norvégiennes. Cependant, aucun argument direct ne nous permet de juger des effets de l'évolution subaérienne et littorale sur le strandflat des Lofoten-Vesterålen au cours de cette longue période de climats plus ou moins froids et d'allées et venues glaciaires. Nous ne connaissons d'ailleurs rien des positions des rivages avant le Tardiglaciaire.

Pour l'ensemble de la période d'élaboration du strandflat, des actions marines importantes n'ont pu être identifiées ou suggérées que localement, sur des façades particulièrement exposées, et dans des systèmes de formes évoquant des platiers dominés par des mégafalaises. Cela concerne surtout les étages inférieur et intermédiaire du strandflat, où se concentrent les formes littorales identifiables. Cette intervention est également suggérée par des dissymétries dans les types de contacts entre la plate-forme et les volumes montagneux (Hadseløy, Hoven). Mais l'étude des configurations et des modelés ne permet pas d'établir plus que des analogies de formes ; elle n'apporte guère de confirmation sûre ni aux affirmations de certains quant à l'importance cumulée des actions littorales au cours des interglaciaires (O.T.Grønlie, 1951), ni à celles sur l'origine marine des dissymétries les plus évidentes (Moskenesøy : Strøm, 1948). Hors de ces secteurs

exposés, les résultats de notre étude aboutissent à minimiser en la nuançant la part des actions littorales parmi les processus d'aplanissement. On est donc loin des premières théories, évoquées au début de ce chapitre, qui tendaient à faire du strandflat une plate-forme d'abrasion marine, même s'il existe des convergences avec les rasas du "premier genre" (Guilcher, 1974), où le rôle de la mer a probablement été plus considérable. C'est ainsi que les profils du strandflat et l'échelle de ses formes présentent des analogies avec ceux que décrit Paskoff (1978) pour le grand escarpement côtier du désert chilien; dans ce cas, l'abrupt montagneux est qualifié de méga-falaise et son façonnement, ainsi que celui de la plate-forme plus ou moins large qui s'étend à ses pieds, est attribué à un aménagement par l'abrasion marine des volumes faillés en échelon qui constituent l'escarpement liminaire andin. De toutes façons, on remarquera que cette hypothèse n'implique qu'une érosion marine modérée, l'essentiel des volumes étant créé par la tectonique (c'est aussi ce que souligne Guilcher, 1974, en évoquant l'aménagement de la flexure continentale dans sa discussion sur l'origine des rasas). Et nous avons vu que la grosse difficulté pour l'application de cette conception à la genèse du strandflat réside dans l'association intime entre le façonnement de l'aplanissement côtier et le processus de dissection, qui exclut totalement ou partiellement l'intervention de l'abrasion marine dans la genèse de grandes parties de la plate-forme.

L'hypothèse alternative d'une évolution du strandflat à partir, *d'un aplanissement d'origine continentale* n'est pas neuve, puisqu'elle est déjà contenue dans les conceptions de Reusch (1894), malgré l'importance accordée à abrasion marine. Elle n'est pas écartée par Guilcher (1974) bien que cet auteur privilégie l'action de la mer et la préparation par les actions glaciaires de piémont. Mais il revient à Ahlmann (1919), Gjessing (1967, 1977) et à Büdel (1978) de l'avoir poussée jusqu'à son terme logique, c'est à dire jusqu'à faire de l'aplanissement côtier norvégien un aplanissement périphérique continental qui ne doit son originalité qu'à un aménagement glaciaire ou littoral plus ou moins discret et partiel. Selon Ahlmann (1919), le strandflat n'est en effet qu'une plaine externe de niveau de base ("distal base-levelled plain") qui se rattache à la partie externe et plus développée d'une génération de vallées subaériennes ; la multiplicité des situa-

tions d'abri exclut en effet, selon cet auteur un rôle important de l'abrasion marine, sauf en quelques secteurs dont ferait précisément partie la façade externe des Lofoten (Værøy, Røst). L'érosion glaciaire serait seulement responsable de la rugosité de cette surface qui, d'origine essentiellement préglaciaire, résulterait de l'action conjointe de l'altération, du gel et de l'érosion fluviatile (développement de fonds de vallées coalescents); à ce défonçage serait dû le développement de l'étage inférieur du strandflat, situé dans la région de Bergen entre 12 et 16 m d'altitude, c'est à dire 10 à 30 m en contrebas d'un niveau supérieur disséqué qui représenterait les restes de la plaine initiale. Cette forme, à laquelle Ahlmann refuse l'appellation de plaine côtière, ne serait donc pas très originale, ni par le rôle direct de la mer, ni par sa position géographique. La principale implication de cette conception est une négation de la notion même de strandflat, ce que souligne Nansen (1922) en faisant remarquer que dès lors, on ne comprend plus les raisons de sa répartition zonale.

C'est en grande partie cette idée d'une origine essentiellement préglaciaire des grands volumes que reprend Gjessing (1967, 1977); le strandflat, nettement emboîté en contrebas des topographies plus ou moins douces du fjell, dériverait en effet de l'aménagement des bassins et des vallées de la "surface paléïque" là où celle-ci, disséquée ou défoncée et dotée d'un relief assez énergique, s'abaisse jusqu'au niveau de la mer, c'est à dire sur les côtes ouest et nord-ouest de la Norvège. Seule une telle origine expliquerait l'aménagement de larges aplanissements partiels par les processus propres aux séquences glaciaires et interglaciaires, au cours de la brève époque pléistocène.

La multiplicité des points d'attaque liée à la dissection préglaciaire, et le présence initiale de matériaux ameublis par l'altération préglaciaire contribuent d'ailleurs grandement à l'importance de cette évolution. Comme Ahlmann, en tout cas, cet auteur reconnaît l'importance des modifications subies par les formes "paléïques" (raidissement des versants, défonçage, encaissement d'ombilics...), mais à la différence de son prédécesseur, il considère ces modifications comme suffisantes pour retenir l'originalité du strandflat comme type morphologique. Cette position se distingue de celles qui consistent à le considérer comme un aplanissement partiel pour lequel toutes les

analogies avec les formes purement continentales et non glaciaires seraient permises.

De façon plus ou moins explicite, la théorie d'Ahlmann fait référence à *un schéma cyclique*, l'aplanissement périphérique étant emboîté en contrebas de la "surface paléïque" qui constitue le fjell. C'est également ce que suggère Strøm (1959), bien qu'il le considère plutôt comme une surface d'abrasion marine. Mais il revient à Evers (1941, 1962) d'avoir intégré le strandflat dans la série d'aplanissements étagés, ou "Piedmonttreppe" qui se serait développé, selon lui, sur la retombée occidentale de la Norvège au cours du Tertiaire, en réponse à un soulèvement saccadé du continent. L'escarpement interne ne serait qu'un talus cyclique, de même que le talus qui, vers l'extérieur, sépare le strandflat de la plate-forme rocheuse du "bankflat"; celle-ci sur laquelle reposeraient, vers 200 m de profondeur, les moraines terminales des inlandsis, résulterait elle aussi d'un cycle d'érosion subaérien, lié à un niveau marin préglaciaire plus bas que l'actuel. Les auteurs qui ont critiqué cette conception à l'époque de sa publication (H.Holtedahl, 1962; O.Holtedahl, 1965-1966; Rudberg, 1965-1966; Andersen, 1965-1966) n'ont eu aucun mal à démontrer le caractère gratuit des corrélations altitudinales sur lesquelles repose l'identification des prétendus gradins, ni l'absence de données sur la nature et la formation du "bankflat", ni enfin l'impasse qui est faite sur les relations entre le développement du strandflat, la dissection et le creusement des fjords. Selon H.Holtedahl (1962), le développement du strandflat le long des rives de fjords implique en effet une évolution postérieure à un premier creusement glaciaire et exclut par conséquent l'origine entièrement préglaciaire que mentionne Evers. De portée plus générale nous paraît être la remarque selon laquelle le strandflat, qui s'insinue entre les volumes en relief de tailles variées, et dont les limites sont souvent le reflet d'une nette érosion différentielle associée au processus de dissection, ne peut en aucun cas être assimilé à un simple gradin hérité et limité par un talus cyclique. Le schéma ainsi exposé ne tient d'ailleurs aucun compte des environnements littoraux et des conditions froides qui contribuent à assurer au strandflat une évolution et une extension peu compatibles avec la théorie des gradins de piedmont.

Les précisions quant au mode d'élaboration d'un aplanissement partiel continental non typique de la zone froide sont d'ailleurs rares parmi ces approches généralement bien théoriques. Les auteurs cités avancent, sans en donner d'exemple concret, le rôle conjoint de la météorisation (altération surtout) et de l'érosion fluviale. Hjulstrøm (1954) précise la façon dont il envisage le rôle de cette dernière, en s'appuyant sur l'étude du Hoffelssandur, sur la côte sud-est de l'Islande ; les divagations des torrents côtiers fortement chargés et anastomosés suffiraient pour expliquer le façonnement par planation latérale d'une surface dont l'extension et la remontée à l'intérieur des vallées excluraient par ailleurs une origine marine. Le rôle des crues de régime glaciaire et des "jökulhlaup" n'aurait d'équivalent que celui des crues des régimes hydrologiques les plus contrastés des autres zones. Le strandflat ,"a glacial-extramarginal (or: periglacial) correspondence to pediments", aurait donc pu être élaboré sous des conditions de type actuel comme sous celles qui auraient pu régner au cours du Tertiaire en liason avec des climats plus chauds. Gjessing (1967, 1977) reprend cette idée, en y ajoutant le rôle de l'altération profonde et celui des écoulements diffus appliquant ainsi aux bassins de la "surface paléïque" et au strandflat un schéma plus élaboré de la *pédimentation*, auquel Chabot (1958) a déjà fait explicitement référence. Il s'appuie également sur la proximité des formes héritées d'Europe du Nord et d'Europe moyenne qui ont été interprétées de la même façon. C'est aussi sur ce type d'arguments, et sur des reconstitutions paléoclimatiques elles-mêmes en grande partie basées sur l'analyse des formes héritées, que s'appuie Büdel (1978) pour assimiler le strandflat à un système de pédiments à inselbergs; l'exemple qu'il en donne dans son article n'est autre que le strandflat de Gimsøy, brutalement dominé par la pyramide du Hoven.

La discussion du bien fondé des reconstitutions paléoclimatiques serait prématurée,alors même que la présence de formes continentales préglaciaires dans les paysages ne peut être tenue pour établie. Certes, notre étude des formes et des modelés du strandflat, et celle des multiples entailles qui s'y rattachent nous ont permis d'établir l'origine probablement préglaciaire d'une grande partie des vallées, des bassins et même d'une grande partie des cirques; elles nous ont également permis de souligner l'importance des phénomènes d'altération parmi les

processus d'évidement des vallées, de bassins et de dépressions du type alvéole, et dans l'élaboration du dispositif morphostructural qui leur est associé. Mais aucune de ces formes n'est indemne d'empreintes glaciaires, et nombre d'entre elles ont subi des retouches littorales, à tel point que l'on ne peut être sûr nulle part qu'il existe des formes héritées des temps préglaciaires ; seules des présomptions quant à un faible remaniement ont pu être avancées dans certains secteurs de faible canalisation glaciaire (chapitre V). En outre, l'étude des altérites ne nous a pas permis d'identifier de formations typiques de milieux autres que les environnements tempérés frais post-glaciaire et probablement interglaciaires; leur existence et leur volume parfois important n'excluent aucunement des phénomènes de renouvellement au cours des séquences glaciaires et interglaciaires, et les surfaces topographiques correspondantes ne peuvent donc nulle part être tenues pour celles qui existaient avant les glaciations, même si les changements de forme et la tranche de roche enlevée sont restés faibles. Toute interprétation fondée sur les formes actuellement observables doit donc rester très prudente, d'autant plus que les phénomènes de convergences doivent toujours être pris en compte, comme nous l'avons montré avec le passage latéral de formes issues de l'aménagement modeste de dépression préglaciaires à des secteurs - auges de transfluence ou vallées-cirques par exemple - dont l'aménagement essentiellement glaciaire ne fait aucun doute. C'est pourquoi il nous paraît hasardeux d'interpréter les strandflats les plus typiques - ceux de Gimsøy, du sud-ouest de Vestvågøy ou du nord d'Austvågøy, par exemple, - comme d'anciens pédiments, d'autant plus que dans le détail, il est rare de retrouver dans les racines de l'aplanissement partiel les systèmes de pente simples (knick, plan incliné) de ces formes, tant y abondent les terrasses, les replats et les éminences rocheuses aux modelés variés qui en compliquent le profil. Ces caractéristiques, et les particularités de la configuration géographique, nous incitent à rester très réservé sur une telle interprétation, à la différence de ce qui a pu être avancé par A.Coudé (1983 et comm. pers.) pour l'aplanissement très semblable au strandflat norvégien que constitue la surface côtière du Connemarra, dans l'ouest irlandais (il est vrai que dans ce cas, les actions marines et l'aménagement glaciaire peuvent être tenus pour plus limités que dans la région

des Lofoten-Vesterålen).

Ces différentes considérations nous interdisent d'appliquer au strandflat des Lofoten-Vesterålen l'idée d'une origine entièrement marine, et celle d'une origine exclusivement continentale et préglaciaire, bien que l'existence de topographies préglaciaires proches du niveau de base actuel et déjà largement étendues soit apparue probable. Le façonnement de l'aplanissement partiel est inséparable du processus de recul et du raidissement des versants, auquel les actions marines localement, et les actions glaciaires partout, paraissent avoir été des participants décisifs. Cette évolution à partir d'amples bassins, de topographies de dégradation, ou de reliefs dont la dissection n'est pas forcément très vigoureuse, est bien différente du schéma classique du cycle d'érosion auquel se réfèrent certains, car celui-ci implique au contraire une forte reprise d'érosion et un stade initial de "jeunesse" dont nous ne retrouvons pas les traces (la brutalité des contrastes morphologiques est au contraire allée en s'accentuant au cours du Pléistocène). Elle implique en outre une forte empreinte des processus "froids", ce qui nous amène par conséquent à accorder une large place aux facteurs zonaux parmi les mécanismes de formation du strandflat.

b. La part des actions liées au froid et les grands types de théories génétiques.

Le strandflat des Lofoten-Vesterålen appartient à un type morphologique dont la répartition franchement zonale a depuis longtemps été reconnue. En effet, à la suite de Nansen (1904, 1922) et de O.Holtedahl (1929), des strandflats ou des formes analogues ont été identifiés sur de nombreuses façades maritimes montagneuses de haute latitude, qui appartiennent pour une bonne part à de grands escarpements liminaires continentaux (Guilcher, 1974; Vanney, 1977), et qui sont ou ont été englacés. Il s'agit de la côte ouest du Spitsberg (Moign, 1974), du sud, du sud-est et de l'est islandais, de Bjørnøya, de certaines secteurs de la côte nord de la Sibérie et des côtes de Nouvelle Zemble, du sud-ouest et de l'est du Grønland, peut-être d'une partie des côtes du Labrador (H.Holtedahl, 1959), des Terres de Baffin et d'Ellesmere, de Colombie britannique, et dans l'hémisphère sud, des Shetland du sud, de Géorgie du Sud , et des côtes de la Terre de Graham

(voir aussi Vanney et Johnson, 1976; John et Sugden, 1975).

De cette répartition, certains auteurs ont tiré argument, nous l'avons vu, pour mettre l'accent sur le phénomènes de gélifraction littotale, à vrai dire largement aidés ou préparés par la formation d'une sorte de banquette côtière et par le recul des versants montagneux sous l'effet d'une morsure par les glaciers de cirque ou de "piedmont"(Nansen, 1922; Moign, 1974; Guilcher, 1974; Dawson, 1980). Mais d'autres, dont la position n'est au total pas très éloignée de celle-ci ont préféré insister sur *le rôle des glaciers*, qui leur paraît être le plus spécifique des côtes concernées. L'action des glaces d'inlandsis sur la frange côtière dans la formation de l'aplanissement partiel, suggérée par Helland (1877) et Nussbaum (1909) par analogie avec l'origine supposée des côtes basses de la Baltique, a rapidement été écartée, en particulier par Ahlmann (1919) et Nansen (1922). Ceux-ci ont souligné au contraire leur rôle dans le creusement des fjords et dans l'accentuation des inégalités d'origine préglaciaire, ainsi que leur incapacité à travailler en fonction du niveau de base. C'est plutôt l'action des glaciers locaux s'arrêtant au niveau de la mer qui a été envisagée comme un mécanisme déterminant, après la suggestion de Nansen (1922). O.Holtedahl (1929) a utilisé ses observations sur les côtes des archipels occidentaux de l'Antarctique pour attribuer à l'action de glaciers locaux côtiers nés sur des versants concaves lors de périodes de basse limite des neiges permanentes, le recul des parois montagneuses et le façonnement d'une plate-forme par coalescence des planchers de cirques. Un creusement préalable des fjords doit être envisagé. Le recoupement des cloisons de cirques et le raidissement de la paroi résultante n'autoriseraient plus l'alimentation neigeuse qu'à son pied, près du niveau de la mer, et expliquerait la constitution de banquettes de glace ("foreland glaciers" ou "strandflat glaciers") peu épaisses, mais susceptibles de poursuivre le nivellement et d'entraîner vers l'extérieur les débris produits à l'amont par la gélifraction . Le travail d'aplanissement pourrait être perfectionné par les périodes de déglaciation. En fait, Fleming (1940) fait observer que les glaciers de base de paroi qu'il a observés en Terre de Graham sont morts et que leur rôle érosif et même de transport apparaît pratiquement nul: de tels glaciers pourraient en fait représenter les

vestiges de glaciers de plates-formes ("ice-shelves") plus étendus, et c'est cette idée que reprend Tietze (1962) en attribuant à la gélifraction qui pourrait s'effectuer sous ces derniers, dans la zone où la marée les faits alternativement s'appuyer sur le fond et se décoller, le rôle essentiel dans la formation du strandflat.

La version la plus élaborée des théories "glacialistes" de l'origine du strandflat est celle de E.Dahl (1946). La répartition de cette forme sur les côtes norvégiennes et dans les autres régions maritimes de l'Arctique serait liée à celle des façades montagneuses qui ont possédé des glaciers locaux lors des maxima glaciaires ("refuges", dont les Lofoten constitueraient un parfait exemple) ou lors des phases initiales et finales des glaciations ; les inlandsis assureraient alors un travail de nivellement des crêtes résiduelles de recoupement, avant un parachèvement par l'abrasion marine. Dahl va même jusqu'à supposer que l'érosion par les glaciers de cirque, précédée par un soulèvement tertiaire du bourrelet scandinave et par une forte dissection, pourrait aller jusqu'au recoupement complet des parois et à la disparition de massifs entiers tels que ceux des Lofoten, laissant la place à une surface plane bientôt perfectionnées par les inlandsis. Sans même parler de l'impossibilité pour des glaciers locaux de se développer au sein de massifs réduits à des crêtes étroites et peu élevées, ce qui condamne l'idée d'une érosion de ce type poussée jusqu'à son terme, on peut faire observer que le strandflat s'étale aussi au pied de massifs peu élevés, dépourvus de cirques au sein de la région considérée, et qu'il existe également sur des façades où aucun cirque bien identifiable n'existe au niveau de la mer (région de Bergen: Marquet, 1981; ou Trøndelag, par exemple). Mais surtout, nous avons déjà démontré combien sont restreintes et irrégulières les parties du strandflat interprétables comme des planchers de cirques (cf. supra, chapitre V et chapitre VI), en éliminant également dans la plupart des cas la possible existence antérieure de cloisons importantes ou de parties de massifs dépassant de beaucoup les limites actuelles des ensembles montagneux. Quant à la théorie faisant intervenir des"glaciers de strandflat", nous avons vu que les différentes séquences glaciaires envisageables dans l'archipel ne comportent pas ce type d'englacement, sur l'efficacité morphogénique duquel on peut d'ailleurs émettre les mêmes réserves que celles de Fleming (1940). Enfin, l'action de glaces

continentales étalées et proches de la limte de flottaison, du type ice-shelf, ne peut pas être totalement exclue, puisque nous avons démontré l'existence d'épisodes tardiglaciaires au cours desquels des langues glaciaires ont pu se détacher du fond et vêler dans des secteurs actuellement émergés (Gimsøy : cf. supra, chapitre III, p. 528); mais les cycles gel-dégel induits sous la glace par la marée, grâce à des contacts alternés de la roche avec de la glace proche du point de fusion et de l'eau froide, nous paraissent être de peu d'effets, d'autant plus que les secteurs où nous avons pu étudier ces phénomènes sont pourvus d'un manteau de moraine de fond excluant une action érosive directe sur le lit rocheux.

Pas plus que l'abrasion marine ou les actions continentales non glaciaires, l'érosion glaciaire ne peut donc être considérée comme responsable de la genèse du strandflat, même dans ses grandes lignes. C'est pourquoi de nombreux auteurs ont depuis longtemps élaboré des théories plus complexes, dites "polygénétiques" (Klemsdal, 1982), qui ont pour but de concilier les arguments en faveur d'une origine marine ou d'une origine continentale non glaciaire, et ceux qui tiennent surtout compte de son caractère zonal. A vrai dire cette démarche a déjà été esquissée par la plupart des auteurs cités, en particulier par Nansen dès 1904. L'idée d'une dissection préglaciaire suivie par un surcreusement des fjords puis par des séquences alternées d'englacement général et d'abrasion marine interglaciaire à différents niveaux est clairement avancée par Oxaal (1915) dans son étude sur les surfaces étagées, raclées et surmontées de reliefs résiduels, qui forment le strandflat de Trænlandet, sur la côte du Nordland. Reprenant les remarques de Hansen (1895) de Nansen (1904) et de T.Vogt (1911-1912), cet auteur écarte l'hypothèse d'un façonnement préglaciaire du strandflat; qui ne permettrait pas d'expliquer l'emboîtement des ombilics prolongeant les grands fjords entre de large franges de strandflat; seul un arasement postérieur ou surcreusement serait concevable pour expliquer la canalisation initiale de la glace. C'est ce type de théorie que reprend Undås (1942) en attribuant l'aplanissement, parallèle selon lui aux lignes de rivage tardiglaciaires, à l'abrasion marine qui s'est exercée à la fin des glaciations. H.Holtedahl (1957-1958, 1960) donne une version plus élaborée de ce schéma avec son étude des strandflats du Møre. Selon cet auteur, la dissection des régions côtières soulevées a dû commencer au Tertiaire, mais ce sont les premières glaciations

qui ont exercé la plus forte aération du relief, grâce à l'action des émissaires des inlandsis et à celle des glaciers locaux : il s'agit d'autant de volume en moins à enlever pour expliquer l'aplanissement ultérieur. Le strandflat se serait donc entièrement élaboré au cours du Quaternaire, spécialement lors des Interglaciaires et des interstades froids, grâce à l'action conjointe de l'abrasion marine, de l'altération (sur les estrans et au-dessus) et de la gélifraction.

A l'inverse, plusieurs auteurs considèrent comme possible l'emboîtement d'ombilics dans les planchers de vallées et de bassins déjà fort larges, et font remonter l'origine du strandflat aux temps préglaciaires, bien que la conservation des formes "paléïques" soit moins catégoriquement affirmée que dans l'hypothèse d'Ahlmann (1919). C'est d'ailleurs Ahlmann lui-même (1933) qui a perfectionné sa théorie en attribuant à l'érosion glaciaire la brutalité des contacts avec les versants, les sculptures de détail et les surcreusements le long des zones de faiblesse, tandis que l'abrasion marine, la désagrégation mécanique et la solifluxion perfectionneraient l'aplanissement ; il dénie cependant tout rôle au pied de glace, qui exerce plutôt un rôle protecteur (ce que confirmera plus tard A.Moign, 1974). O.Holtedahl (1940, 1953) apporte des bases aux théories de ce genre en faisant de la genèse du strandflat le résultat de l'érosion s'exerçant en arrière des lignes de failles le long desquelles la Norvège se serait soulevée au Tertiaire. Strøm (1948, 1959-1960) propose pour cette érosion un scenario relativement complexe, en prenant pour point de départ un aplanissement partiel fini-Pliocène, formé essentiellement par abrasion marine, mais aussi par pénéplanation fluviatile, après le soulèvement de la région côtière et des surfaces d'aplanissement plus anciennes. Les émissaires des inlandsis et des glaciers locaux assureraient lors des glaciations le morcellement des reliefs et une action d'abrasion, préparant ainsi l'extension du strandflat vers l'intérieur ; cette action serait relayée par celle de la mer lors des interglaciaires et des interstades (ce qui expliquerait le recoupement des ombilics). Mais l'une des plus complètes des théories de ce type est celle déjà évoquée de Gjessing (1967, 1977), dans laquelle l'existence d'un système préglaciaire de vallées et de bassins évasés facilite le façonnement ultérieur du strandflat; des fjords auraient pu s'emboîter dans le plancher de ces formes, tandis que simultanément le strandflat proprement dit se serait formé grâce

à la même combinaison d'actions que celles qui est proposée par Strøm (avec en outre l'exploitation par les glaciers ou par la mer des altérites préglaciaires).

Klemsdal (1982) offre la plus récente des versions de cette théorie (fig. 222), en suggérant que le soulèvement tertiaire de la façade maritime norvégienne, le long de failles ou de fractures("Tectonic stage") a constitué, parallèlement à l'instauration de climats tempérés humides, le point de départ d'un épisode de dissection fluviale ("Fluvial stage") accompagné par un début d'arasement des parties externes faiblement soulevées et de leurs formes "paléïques". Lors des séquences glaciaires du Quaternaire, les formes de dissection se sont trouvées exagérées, tandis que les formes les plus évasées ("the large areas of mature paleic surface") ont à peine été transformées, en dehors des ombilics qui s'y sont emboîtés. L'auteur invoque lui aussi le rôle combiné des processus littoraux, du gel, de l'altération et des mouvements de masse pour expliquer l'aménagement des régions côtières lors des interglaciaires; cependant, l'évolution postglaciaire est partout restée très modeste, et le strandflat comme les rivages présentent surtout les formes et les modelés hérités de la dernière glaciation.

Il est evident que notre propre explication du strandflat s'apparente à ces dernières théories, puisqu'elles intègrent la plupart des processus dont nous avons recensé les traces. Les points qui nous paraissent à l'issue de cette revue bibliographique et de notre propre étude sont ceux qui concernent les principales caractéristiques du strandflat. *L'existence d'un aplanissement partiel d'extension régionale implique bien l'intervention de processus agissant en fonction du niveau de base*, et ce probablement au cours d'une longue période de stabilité relative, comme nous l'avons déjà souligné (cf. supra, p.). Parmi ces processus se rangent aussi bien l'abrasion maine que l'érosion subaérienne non glaciaire, (altération, gélifraction, processus de transport dans les versants et le long des cours d'eau), qui n'ont pu agir que lors des interglaciaires, des interstades, ou des temps préglaciaires. Bien que le processus de dissection et les coalescences de planchers de vallées, de cirques ou de bassins expliquent pour une bonne part l'extension du strandflat, il n'en est pas moins vrai que *le développement de l'aplanissement implique un recul et un raidissement des versants qui le dominent*, dans la plupart des secteurs. Le sapement littoral

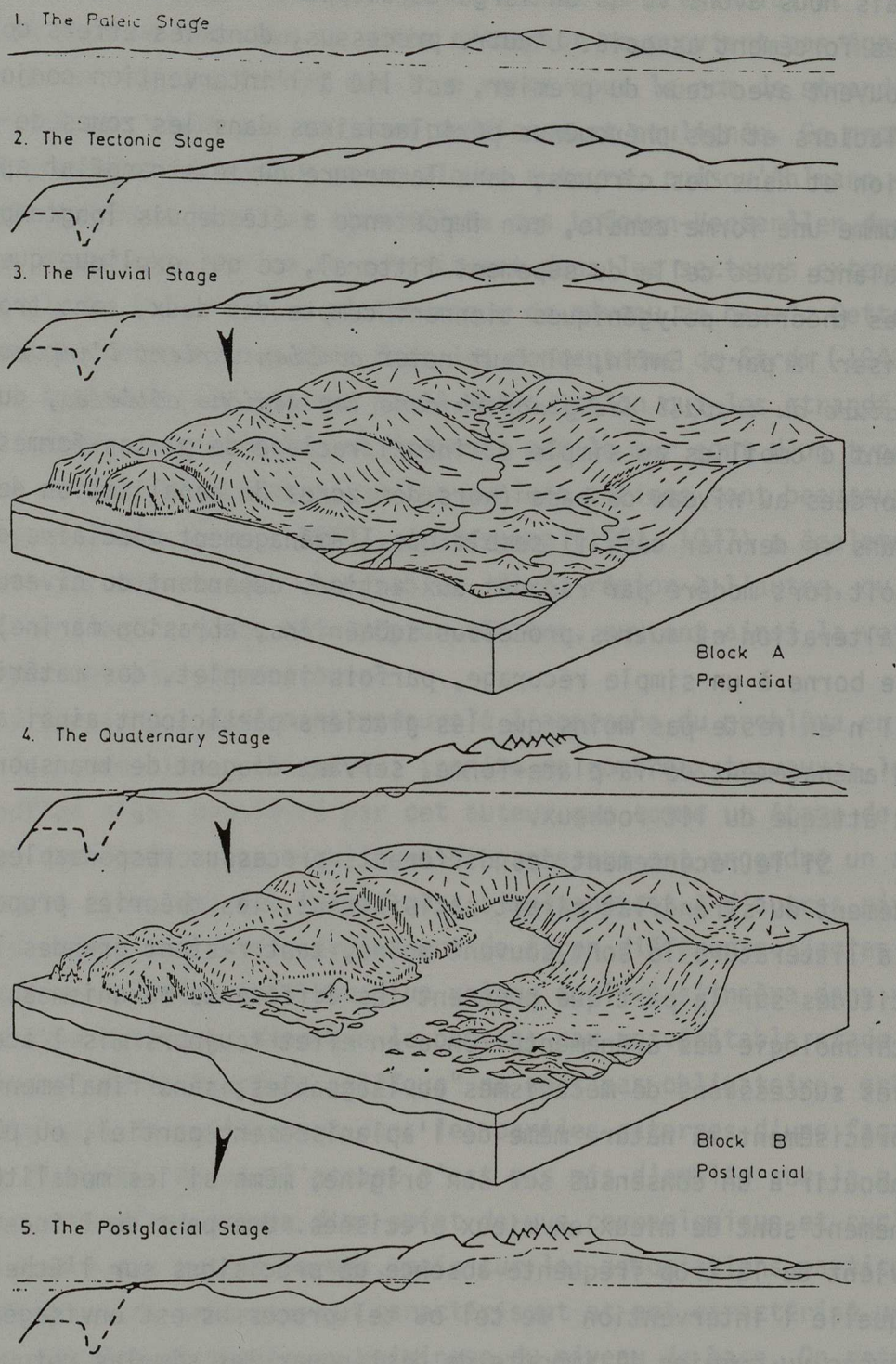


Figure 222 : La genèse du strandflat, selon Klemsdal (198)

Aux Lofoten-Vesterålen, le stade "paléïque" pourrait correspondre à l'époque de l'élaboration de la surface principale d'aplanissement partiel. Les stades "tectonique" et "fluviatile" ne nous paraissent pas devoir être forcément dissociés dans le temps.

est sans doute intervenu, sur les côtes exposées à l'action des vagues, mais nous avons vu qu'un large développement du strandflat ne lui est pas forcément associé. L'autre processus, dont les effets convergent souvent avec ceux du premier, est lié à l'intervention conjointe des glaciers et des phénomènes périglaciaires dans les zones de canalisation et dans les cirques; dans la mesure où le strandflat apparaît comme une forme zonale, son importance a été depuis longtemps mise en balance avec celle du sapement littoral, ce qui explique que la plupart des théories polygéniques tiennent compte des deux, sans trop en préciser la part. Enfin, il faut noter *combien varient l'importance et la nature du travail des glaciers dans les régions côtières*, du surcreusement d'ombilics au simple et inégal raclage de plates-formes bien raccordées au niveau de base (hors des zones de canalisation de la glace). Dans ce dernier cas, il semble que l'aménagement glaciaire du strandflat soit fort modéré par rapport aux actions dépendant du niveau de base (altération et autres processus subaériens, abrasion marine) et qu'il se borne à un simple récurage, parfois incomplet, des matériaux meubles. Il n'en reste pas moins que les glaciers participent ainsi au travail d'aménagement de la plate-forme, servant d'agent de transport, sinon d'attaque du lit rocheux.

Si le recensement des différents processus responsables du façonnement du strandflat paraît satisfaisant, les théories proposées dans la littérature le sont souvent moins, tant restent grandes les incertitudes sur la part que prennent les différents mécanismes, et sur la chronologie des événements. On a en effet toujours mis l'accent sur les successions de mécanismes envisageables, sans finalement définir précisément la nature même de l'aplanissement partiel, ou plutôt sans aboutir à un consensus sur son origine, même si les modalités du façonnement sont de mieux en mieux précisées. Une part de l'incertitude provient de la trop fréquente absence de précisions sur l'échelle à laquelle l'intervention de tel ou tel processus est envisagée ; nous avons vu combien il importe de distinguer les simples retouches de l'aménagement des grands volumes, en gardant cependant l'idée selon laquelle la répartition des actions de retouches telles que celles qui sont dues à l'abrasion marine peut au bout du compte remplir un rôle très significatif. La surestimation ou la sous-estimation de certains mécanismes dans les schémas cités proviennent fréquemment de cette imprécision, qui s'accompagne d'ailleurs dans plusieurs cas de partis pris

quant à l'importance de l'abrasion marine ou des phénomènes continentaux, ou encore quant à une origine récente ou préglaciaire.

On peut se demander si cette situation ne provient pas également de la diversité des formes que l'on range sous le nom de strandflat, diversité qui n'est pas toujours suffisamment soulignée. Ce problème a été pressenti ou exposé par quelques auteurs, puisqu'Ahlmann (1919) a déjà distingué dans les strandflats des Lofoten-Vesterålen des plates-formes d'abrasion marine se substituant dans les secteurs externes non englacés à la "plaine périphérique de niveau de base". Cette idée est aussi contenue en partie dans les conceptions de Strøm (1948), et elle a également été retenue par A.Moign, selon qui les strandflats du Spitsberg, essentiellement façonnés par la mer sont d'un type différent de ceux des Lofoten, où les actions marines sont beaucoup plus discrètes (comm. pers., 1979). J.Gjessing (1967, 1977) a également insisté sur ces nuances observables d'une région à l'autre, ou d'une partie à l'autre d'une même région côtière, ouvrant ainsi la voie à une approche plus prometteuse.

J.Gjessing a également renouvelé l'approche du problème en écartant la conception cyclique qui inspire de nombreux travaux : le strandflat n'est considéré par cet auteur que comme un étage de formes où des combinaisons particulières de processus ont engendré un aplanissement alors que des formes nées simultanément à d'autres niveaux, dans d'autres contextes, évoluaient de façon différente. Seules la nécessaire incision initiale d'un volume soulevé s'insère dans un schéma de type cyclique, bien que le passage par un véritable stade de "jeunesse" de la "surface paléïque" ne soit pas obligatoire, grâce à la faiblesse du soulèvement dans les parties externes d'une façade côtière flexurée. Ainsi, l'accent n'est pas mis d'emblée sur la place que le strandflat occupe d'un point de vue chronologique et cyclique par rapport aux autres formes, mais sur les associations particulières et complexes de processus qui caractérisent et ont caractérisé une façade côtière disséquée au voisinage du niveau de base. On retrouve ici le type de la démarche suivi dans nos études du fjell et des formes de dissection, et qui implique, nous l'avons vu, une définition des types morphogéniques préalable à toute élaboration d'un scénario explicatif de portée générale. Cette seconde approche ne peut que découler de la première dans la mesure où l'étude des facteurs de la répartition géographique des différents processus implique une réfé-

rence à la configuration générale de la région, à l'évolution de cette configuration et donc à ses origines. En outre, ces considérations ne peuvent être précisées qu'avec l'étude de la signification du strandflat par rapport à l'évolution morphotectonique du bourrelet montagneux et de sa façade maritime : elles seraient donc prématurées ici.

B. Les types morphogéniques (fig.185)

Le strandflat étant une forme d'érosion, son élaboration implique une action conjointe de processus d'attaque des roches, spécialement de processus ne pouvant guère travailler au-dessous du niveau de base (abrasion marine et météorisation, l'érosion glaciaire verticale jouant un rôle subordonné en dehors des aires de surcreusement), et de processus de mobilisation des débris parmi lesquels l'action des vagues et le transport glaciaire sont ceux qui ont laissé le plus de traces identifiables. Certains de ces processus ont pu intervenir partout, avec une efficacité variable selon les structures rencontrées. D'autres ne l'ont pas pu, et il paraît intéressant de fonder la définition des types morphologiques rencontrés au sein du strandflat sur l'opposition entre les secteurs affectés par eux et ceux qui y ont échappé ; parmi ces processus, ceux qui sont liés aux actions marines sont les plus significatifs.

1. Des strandflats que la mer a contribué à façonner

a. des systèmes de platiers et de mégafalaises ?

L'étude des formes de dissection et celle des modelés littoraux nous ont permis de montrer qu'il n'existe nulle part dans le strandflat des formes que l'on puisse attribuer dans leurs grandes lignes comme dans leurs détails à un seul type d'action. Cependant, une partie du strandflat des Lofoten-Vesterålen paraît se rapprocher de cette situation : il s'agit des strandflats qui s'étendent au pied des parois plongeantes de la façade externe, essentiellement à l'ouest de Moskenesøy, et localement dans l'ouest de Langøy (Nykvåg).

Les marques de l'englacement n'y manquent pas, et les formes des grandes parois présentent des convergences avec celles des versants d'entailles glaciaires. Mais les modelés littoraux tardi et post-glaciaire se révèlent d'une importance incontestable; la situation très externe face au large, exclut l'action des écoulements latéraux de glace le long des parois et permet d'envisager une action prolongée des vagues et de l'abrasion marine, sur une distance qui ne dépasse pas 2 à 4 km en arrière des failles probables qui limitent les Lofoten-Vesterålen à l'ouest. C'est pourquoi nous pensons, à la suite d'Ahlmann (1919) et Strøm (1948) que ces deux secteurs, limités par un abrupt élevé et faiblement indenté, et où le recul du rebord montagneux s'est accompagné d'une faible dissection, représentent pour l'essentiel des systèmes de platiers et de mégafalaises. L'immersion actuelle des plates-formes est probablement liée à une élaboration particulièrement active pendant des périodes de bas niveau marin sans englacement, telles que celles qui ont pu régner à de nombreuses reprises au cours des 450 000 dernières années (cf. supra, chapitre III). Mais la glace des grands inlandsis a contribué au raclage des plates-formes et au nettoyage de la base des versants, de même que les processus périglaciaires ont contribué à l'évolution de ces derniers. Ainsi s'expliquent l'originalité et le caractère incontestablement zonal de ce dispositif qui semble s'être élaboré aux dépens d'un rebord montagneux court et assez abrupt, mais au style tectonique mal connu.

b. des strandflats où la mer n'est qu'un des agents d'aplanissement et de recul des versants.

Dans les parties du strandflat situées au-dessous de la limite marine, une participation de la mer à l'aplanissement et au recul des versants peut être envisagée, tout au moins dans les secteurs où une agitation suffisante des eaux à la côte et l'évolution des lignes de rivage autorisent une efficacité minimale aux agents littoraux. Mais à la différence des précédents, ces strandflats, qui appartiennent pour la plupart à l'étage intermédiaire, sont associés à des dispositifs de dissection ou de défonçage des reliefs. Les modalités de la morphogénèse y sont donc sans doute plus complexes. En outre, ils comptent parmi les plus étendus et les plus typiques des strandflats de l'archipel.

Les uns s'étalent largement *dans les rentrants de la façade externe*, dans le sud-ouest de Langøy, l'ouest de Moskenesøy, le nord d'Austvågøy, et dans les grandes échancrures des Lofoten moyennes et externes (Sundklakkstrømmen-Gimsøy, secteur de Val-Nesje, rentrant de Flakstad-Fredvang), où ils se raccordent latéralement aux systèmes de mégafalaises et de plates-formes immergées, et vers l'intérieur aux planchers de bassins dépourvus de marques littorales. Pour une part, les parois qui dominent brutalement ces plates-formes sont assimilables à des flancs d'auges, mais leur aménagement a localement pu être complété par la mer, là où elles dominent directement des strandflats de l'étage intermédiaire (ouest de Hadseløy). Ces strandflats présentent d'ailleurs des profils et des modelés qui laissent penser que l'abrasion marine a pu participer activement à leur façonnement; il en est de même pous les parties externes des plates-formes, en contrebas des éléments plus ou moins morcelés de l'étage supérieur du strandflat. Cependant, le raclage glaciaire a tout autant participé à l'aménagement de l'ensemble, et l'on note d'ailleurs que ces strandflats comportent des planchers de trouées de transfluence, dont l'origine essentiellement glaciaire ne fait aucun doute (même si leur façonnement a largement été préparé par d'autres agents). L'étalement des langues de glace dans ces larges dépressions explique l'absence de surcreusement et implique l'absence initiale de canalisation des flux. L'existence de vastes dépressions préglaciaires, ouvertes vers le large, ou non (une partie du bassin du Sundklakkstrøm), est donc probable, mais il est à peu près certain que leurs profils, sinon leur configuration, n'ont pas subsisté dans les paysages. Les systèmes de plates-formes et de versants, partout dépourvus d'altérites, reflètent l'action de puissantes actions de récurage, de transport de débris, de raidissement des parois, où la part des processus zonaux est importante; seul le creusement vertical, qui ne pourrait être que glaciaire, est resté inopérant.

Les strandflats de rives de fjords, qui se raccordent latéralement aux précédents, témoignent des mêmes associations de processus. Mais leur présence de part et d'autre de pronfonds ombilics, qui a alimenté les débats sur l'antériorité ou la postériorité de l'aplanissement par rapport au creusement des fjords, pose un problème particulier. Le surcreusement des fjords implique une canalisation initiale de la glace, dans des vallées et des dépressions aux profils transversaux, sinon aux

tracés, bien différents des actuels. Mais l'existence de l'aplanissement latéral, sorte d'épaulement qui ne peut être considéré ni comme un pur héritage préglaciaire ni comme le résultat d'un développement post-glaciaire, implique un type de morphogénèse bien différent de celui qui s'est exercé dans l'axe des vallées; ces portions du lit glaciaire portent surtout dans leurs grandes lignes la marque d'actions d'aménagement en fonction du niveau de base et de raidissement des versants. Cet aménagement a dû commencer très tôt, ce qui explique que les principaux flux de glace soient restés concentrés dans les ombilics axiaux. Sans doute la glace n'y a-t-elle exercé que des actions de récurage, de même que la mer, dont les marques se cantonnent surtout à la frange périphériques, plus rarement aux pieds de parois. Ce n'est que vers l'intérieur, sur les revers de massifs dissymétriques (Hadseløy), dans les fjords abrités et dans certaines des roches les plus massives, que l'on trouve des strandflats étroits et des systèmes de versants concaves, tantôt fortement raclés, tantôt pourvus d'altérites épaisses (est de Hadseløy); dans ces cas on peut soupçonner que ces associations de processus jouant simultanément ou en alternance,ont peu modifié des formes d'origine préglaciaire, ou qu'elles ont tout au moins entretenu des profils peu différents des profils initiaux, au cours d'un processus d'abaissement et d'élargissement resté fort lent. Mais il faut ajouter parmi les processus de façonnement de ces strandflats, les reculs de paroi sous l'effet de glaciers de cirques et de vallées-cirques, bien que les exemples en soient moins fréquents que sur les strandflats des grands rentrants (façade SE de Vestvågøy par exemple); si ce mécanisme engendre des planchers étroits,rugueux et souvent bien approximativement raccordés au strandflat, il n'en est pas moins vrai qu'il participe globalement au processus d'aplanissement, qu'il étend le champ d'intervention des autres agents d'érosion aréolaire, et qu'il contribue grandement à conférer son originalité au strandflat, ainsi que son caractère incontestablement zonal.

2. Des strandflats où l'intervention de l'abrasion marine est nulle ou négligeable.

a. des planchers d'entailles glaciaires peu étendus.

Le rattachement au strandflat de nombreuses formes de dissection rend compte de sa configuration complexe et de la multiplication

des situations d'abri vis à vis des actions littorales: l'abrasion marine ne peut donc pas être considérée comme un mécanisme de façonnement des secteurs en question. Parmi ceux-ci, il en est qui correspondent, comme dans le cas précédent, à des planchers d'auges ou de cirques, mais cette fois nettement à l'intérieur des massifs. Il peut s'agir de coïncidences locales et momentanées entre le niveau de la mer et une section de vallée à fond plat passant vers l'aval à un fjord; cette section peut d'ailleurs être agrandie par des dépôts meubles, marins ou tourbeux (par exemple, à la tête de l'Olderfjord et d'autres fjords d'Austvågøy). Mais il peut aussi s'agir de planchers de cirques, de vallées-cirques ou d'auges de transfluence qui se sont trouvés calés, selon les mécanismes déjà décrits dans le chapitre V, sur l'aplanissement partiel en cours d'aménagement. Le raccord est souvent approximatif, ce qui montre qu'il n'est pas intervenu de mécanismes travaillant directement en fonction du niveau de base. Mais on voit là que le façonnement de ces planchers d'altitude plus ou moins constante est à la fois un des facteurs d'extension - d'ailleurs mineur - du strandflat et une conséquence de son développement; cela traduit probablement un développement simultané, et illustre bien la nature du strandflat, *plate-forme complexe dont les différentes parties ont connu des évolutions convergentes*, malgré des origines et des associations de processus très différentes.

b. des planchers de bassins et de dépressions inégalement raclés

Cette complexité est également démontrée par le rattachement au strandflat de vastes dépressions intérieures et de plates-formes plus ou moins bosselées, soit en situation d'abri par rapport à la mer, soit dépourvues de modelés littoraux en raison de leur position au voisinage de la limite marine ou au-dessus, ou tout au moins de l'absence de périodes de stabilité du rivage lors des phases de haut niveau marin. Les profils irréguliers, souvent légèrement inclinés, de ces plates-formes appartenant en grande partie à l'étage supérieur du strandflat, ainsi que les raccords souvent concaves avec les versants (couloir de Borge-Leknes en dehors des trouées dans les massifs environnants; bassin de Presteid sur Hamarøy) les distinguent des secteurs où l'action conjointe des agents subaériens, de la glace et de la mer a façonné des profils plus tendus.

L'absence de surcreusements glaciaires importants nous a conduit a y voir le résultat de l'aménagement de dépressions déjà larges et évasées lors des premières séquences glaciaires. Les caractéristiques morphostructurales, ainsi que la présence d'abondants volumes de roches altérées nous ont permis de préciser qu'il s'agit d'alvéoles et de bassins dont l'évidement est en grande partie lié à l'altération différentielle. A elle seule, cette remarque n'implique pas forcément une origine préglaciaire, tant il semble que l'altération puisse progresser assez rapidement dans les roches correspondantes (orthogneiss monzonitiques et mangérites cataclasées surtout) y compris au cours des interglaciaires; mais jointe à l'observation précédente, elle suggère que la relation avec le niveau de base s'explique en grande partie par la prédominance de ce processus, qui ne peut pas s'exercer plus bas, et que cet aménagement a débuté avant les glaciations. De plus, l'existence de volumes altérés antérieurs à la dernière glaciation montre que le raclage glaciaire n'y est pas partout efficace, cette situation ayant sans doute été encore plus accusée lors des premières glaciations (Boulton, 1979). Il n'en reste pas moins que l'association de ce mécanisme d'attaque et surtout d'enlèvement des débris avec les phénomènes de désagrégation a contribué à l'évidement et qu'il n'est pas question de voir dans aucun secteur des formes entièrement héritées des temps préglaciaires. On peut simplement suggérer, conformément à l'hypothèse d'Ahlmann (1919), que les surfaces raclées de l'étage supérieur, qui appartiennent souvent à des ensembles aux formes évasées, peuvent conserver, au moins dans leurs grandes lignes, des profils hérités de cette période, d'autant plus qu'ils ne dépendent pas directement du niveau de base actuel. A celui-ci se rattachent des éléments de plates-formes plus bas, et eux-mêmes en cours d'élaboration depuis une période antérieure à la dernière glaciation (ouest du couloir de Borge-Leknes, franges externes de la plaine centrale de Langøy). Cette interprétation déjà esquissée lors de l'étude des formes de dissection, tend à conforter l'hypothèse formulée plus haut , selon laquelle la formation du strandflat correspondrait à une période de stabilité prolongée du niveau de base, ou compenserait, par delà les oscillations glacio-isostatiques et eustatiques, une très légère tendance épirogénique positive (en fait, l'emboîtement de l'étage intermédiaire en contrebas de l'étage supérieur du strandflat peut aussi s'expliquer en de nombreux endroits par la création d'un nouveau profil, plus proche de l'ho-

rizontale, dans les parties distales de topographies préglaciaires faiblement inclinées). Il n'est pas entièrement certain que cette stabilité soit instaurée depuis les temps préglaciaires, mais il est hors de doute que les contours et les contrastes d'encaissement entre les différentes entailles du système de défonçage et de dissection étaient dès lors acquis (seuls l'organisation des résaux et les profils de ces entailles ont changé par la suite).

C. Conclusion partielle

L'originalité du strandflat comme forme incontestablement zonale, sa continuité régionale et surtout le fait qu'il constitue l'étage de formes le plus net et le plus régulier au sein de la façade maritime justifient à nos yeux l'emploi du terme au singulier dans un sens descriptif. Mais sa genèse, qui implique une action convergente, dans des situations variées, de différentes associations de processus au cours des mêmes grandes séquences morphogéniques, nous incite plutôt à utiliser le terme au pluriel dans un sens génétique; le mot désigne alors des secteurs constituant autant de types morphogéniques. Ce pluriel se justifie au sein d'une même région; il peut aussi exprimer la diversité des formes du même type qui se sont développées dans d'autres régions, sur d'autres façades maritimes et dans des contextes morphostructuraux, sinon morphotectoniques différents.

CONCLUSION

La formation des strandflats des Lofoten-Vesterålen, l'absence de formes de ce type le long des bras de mer en situation très interne dans les hautes terres massives du bourrelet montagneux, impliquent une action de l'érosion aux dépens d'une façade maritime profondément et largement aérée; le façonnement de l'aplanissement va de pair avec une dissection et un morcellement des reliefs sans doute largement amorcés avant les premières glaciations. Cette situation implique aussi un élargissement suffisant des entailles et des dépressions, un encaissement assez modeste et une situation p ériphérique tels que la canalisation d'épais courants de glace n'engendrent pas de vastes auges

très profondément surcreusées le long desquelles la formation du strandflat n'est pas possible (parties internes et moyennes du Sognefjord et du Nordfjord, Ofoten). De telles configurations sont d'autant mieux envisageables dans les régions côtières qu'il s'agit de régions de moindre soulèvement (ce qui rejoint l'idée de Gjessing, 1967, 1977, sur le faible soulèvement et les possibilités de conservation de la surface "paléïque" et de ses formes différenciées en certains points de la façade maritime); les aplanissements partiels antérieurs ont pu ne subir qu'une incision modérée ou une dégradation lente en réponse à une baisse de niveau de base. Une certaine lenteur du soulèvement, ou une certaine ancienneté, ainsi que le style tectonique (flexures ou escaliers de failles des façades externes, difficilement démontrables, morcellement tectoniques tel que celui qui caractérise la région des Lofoten-Vesterålen) peuvent contribuer à l'acquisition de ces configurations; le dernier facteur facilite en outre le travail ultérieur d'aplanissement, qui ne peut se faire qu'aux dépens de tranches de roches réduites.

Le développement du strandflat et celui des dispositifs morphostructuraux qui lui est lié ne sont donc pas forcément associés dans le temps à un soulèvement particulièrement important de la façade côtière et à la constitution d'abrupts trop élevés, fort difficiles à entamer de front. Il représente *un ajustement de formes de relief différenciées*, de planchers de bassins, de vallées ou d'alvéoles, et de surfaces côtières de configuration inconnue *aux conditions qui se sont établies dans ce domaine géographique particulier* - au voisinage immédiat d'un niveau de base oscillant - *avec la succession des séquences glaciaires et interglaciaires*. Il en résulte une forme originale, venant buter brutalement au pied des massifs par des parois plus élevées, avec des dispositifs morphostructuraux qui ne représentent plus que localement et partiellement les héritages de la période antérieure. La formation du strandflat constitue donc bien plus que la retouche d'une forme héritée ou qu'une simple particularité zonale de l'évolution des littoraux montagneux. Elle doit être considérée comme la version côtière du long et ininterrompu processus de différenciation morphologique dont nous avons déjà analysé les effets dans d'autres parties du bourrelet scandinave.

CONCLUSION DU LIVRE II

La définition des types morphogéniques souligne l'influence déterminante des configurations géographiques majeures sur la répartition des grandes associations de processus. Il s'agit des grands étagements du fjell, mais aussi des différents systèmes d'entailles et de formes de défonçage, qui se sont prêtés à des types et à des rythmes d'évolution morphologique très variés. Les contrastes entre les différents systèmes morphogéniques "froids" induits par ces configurations - spécialement l'opposition entre les plateaux ou les formes amples et les secteurs de canalisation de la glace, la variété des types d'englacements, ou l'originalité des secteurs côtiers - rendent compte dans une large mesure de la fréquente brutalité des contacts entre les différents domaines, brutalité habituellement considérée comme un signe de "jeunesse" des formes de dissection par rapport à celles du fjell. En fait, chacun des domaines a évolué simultanément de façon différente et, de telle manière qu'aucun ne peut être pleinement considéré comme hérité ou plus ancien qu'un autre. La différenciation morphostructurale ne peut être comprise que si l'on tient compte partout de l'évolution qui s'est poursuivie jusqu'à nos jours.

En contrepartie, nous avons souligné l'importance de l'échelle des formes considérées. Bien que les configurations majeures responsables des différences de dynamiques ne puissent pas être considérées comme des données acquises une fois pour toutes au moment des premières glaciations, et qu'elles aient continué à évoluer sous l'effet de celles-ci et des phénomènes associés, certains de leurs traits ne peuvent être attribués qu'à des systèmes morphogéniques sans rapport avec les séquences glaciaires, et probablement antérieurs. Il en est ainsi des grands étagements et des surfaces d'aplanissement du fjell, mais aussi de certains traits de l'organisation du système de dissection et de la façade côtière. Il reste à préciser la nature et l'organisation de ces formes, au cours d'un essai de reconstitution de l'évolution géomorphologique.

BIBLIOTHÈQUE DE LA SORBONNE

BIBLIOTHEQUE
DE LA
SORBONNE

BIBLIOTHÈQUE
CE I A
SORBONNE

TROISIÈME CYCLE
I
in 4
11408
SORBONNE