

Thèse
présentée

I 11408⁽³⁾ in 4^o

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 III

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	: Examineur
M. J. J. DUFAURE, Professeur à l'Université de Paris IV	: Examineur
Mlle L. FLEITOUT, Chargée de Recherches au CNRS	: Examineur
M. A. PROST, Maître-assistant à l'Université de Paris VI	: Examineur
M. R. SOUCHEZ, Professeur à l'Université de Bruxelles	: Invité





Thèse
présentée

I 11408⁽³⁾ in 4^o

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 III

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	: Examineur
M. J.J. DUFAURE, Professeur à l'Université de Paris IV	: Examineur
Mlle L. FLEITOUT, Chargée de Recherches au CNRS	: Examineur
M. A. PROST, Maître-assistant à l'Université de Paris	VI: Examineur
M. R. SOUCHEZ, Professeur à l'Université de Bruxelles	: Invité



115 050027 2



Les modalités très variées de l'évolution qui s'est poursuivie jusqu'à nos jours dans tous les ensembles morphologiques rendent compte des très accusés entre les différentes familles de formes des Lofoten - Vesterålen et du Sogne - Jotan. Mais cette variété tient elle-même à celle de configurations géographiques apparemment acquises, dans leurs grandes lignes, avant même les premières glaciations. A l'échelle des formes majeures, nous

LES GENERATIONS DE FORMES,

LA TECTONIQUE ET LES

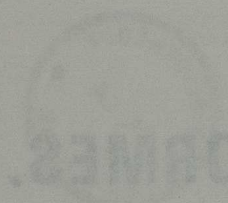
SEQUENCES MORPHOGENIQUES:

ESSAI DE RECONSTITUTION DE

L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE

L'analyse des reliefs préglaciaires est souvent délicate, puisqu'elle s'appuie sur des formes qui ne peuvent pas être considérées comme purement et simplement héritées. Ainsi, les formes de détail et les modèles ne sont généralement d'aucun secours pour la définition des formes majeures, si ce n'est de façon indirecte (par exem-

LIVRE III



LES GÉNÉRATIONS DE FORMES.

LA TECTONIQUE ET LES

SÉQUENCES MORPHOGÉNÉTIQUES.

ESSAI DE RECONSTITUTION DE

L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

LIVRE III

INTRODUCTION

Les modalités très variées de l'évolution qui s'est poursuivie jusqu'à nos jours dans tous les ensembles morphologiques rendent compte des contrastes souvent très accusés entre les différentes familles de formes des Lofoten - Vesterålen et du Sogn - Jotun. Mais cette variété tient elle-même à celle de configurations géographiques apparemment acquises, dans leurs grandes lignes, avant même les premières glaciations. A l'échelle des formes majeures, nous avons pu montrer dans le livre II que *des dispositifs constitués aux temps préglaciaires* ont non seulement joué un rôle dans la répartition des dynamiques, mais qu'ils continuent aussi, à se manifester dans les paysages actuels. En effet, l'évolution ultérieure n'a abouti qu'à un raclage plus ou moins poussé ou à des aménagements qui n'en modifient pas fondamentalement la logique. Il s'agit de grands dispositifs inexplicables par les caractéristiques de l'érosion glaciaire et des autres processus associés aux séquences glaciaires et interglaciaires, à savoir les systèmes d'aplanissements étagés et les reliefs résiduels du fjell, certains des grands traits des systèmes de dissection et probablement une partie du système de défonçage ainsi que les bassins trouant les plateaux et les régions côtières. La définition et l'explication de ces topographies différenciées préglaciaires sont aussi indispensables à la compréhension des paysages actuels que l'analyse qui nous a permis précédemment d'en déceler l'existence.

L'analyse des reliefs préglaciaires est souvent délicate, puisqu'elle s'appuie sur des formes qui ne peuvent pas être considérées comme purement et simplement héritées. Ainsi, les formes de détail et les modelés ne sont généralement d'aucun secours pour la définition des formes majeures, si ce n'est de façon indirecte (par exem-

ple grâce aux considérations sur l'altérabilité des roches). Dans le chapitre VII sont donc analysés les arguments pour la plupart indirects qui permettent de comprendre l'origine et l'agencement des grandes formes, ainsi que leur éventuelle signification chronologique. En effet, l'approche géographique suivie dans le livre II ne nous a permis d'envisager que les dernières phases de l'évolution morphologique, celles qui ont laissé les traces les plus évidentes dans les deux régions étudiées. Mais les différents types de mise en valeur de la structure et les grands systèmes de formes étagées permettent de discuter l'existence de plusieurs générations de formes dans les paysages, sous la forme de dispositifs hérités plus ou moins bien identifiables.

Ces problèmes ne peuvent être abordés qu'en liaison avec une approche paléogéographique, et avec l'utilisation de données sur les phénomènes tectoniques et sur les conditions bioclimatiques qui ont gouverné l'évolution des paysages depuis la constitution du bâti, c'est-à-dire depuis l'orogénèse calédonienne. Ces données ne concernent pas seulement les régions étudiées. Elles concernent pour la plupart l'ensemble du bourrelet scandinave, et parfois toute l'Europe du Nord. C'est pourquoi le chapitre VIII constitue un essai sur l'évolution géomorphologique des deux régions dans le contexte de la genèse du bourrelet montagneux. Cet essai, aboutissement d'une analyse essentiellement géomorphologique, s'inscrit d'ailleurs dans le thème plus général de la constitution des bourrelets montagneux de haute latitude. Il est aussi une illustration de l'intérêt que revêt la géomorphologie structurale et historique, appuyée sur les acquisitions les plus récentes de diverses autres sciences de la Terre, aussi bien pour la compréhension des paysages et des milieux naturels que pour le traitement même de certains problèmes géologiques et géophysiques.

Chapitre VII

L'identification des formes préglaciaires et les enseignements des échelles de résistance des roches à l'érosion

"... the amount of information within landforms about their historical change decreases the most remote their past".

Howard, 1965, p. 302.

ple grâce aux considérations
chapitre VII sont donc
rects qui permettent de
des formes, ainsi que
effet. L'approche géométrique
mis d'envisager que les
celles qui ont été
gions étudiées. Mais
structure et les
cutter l'existence de
sous la forme de

Chapitre VII

Ces problèmes de
l'identification des formes
pragmatiques et les enseignements des
échelles de résistance des
rochers à l'érosion

"... the amount of information
which landforms about their history
change decreases the more time
pass."

INTRODUCTION

Depuis le travail pionnier de Reusch (1901), le problème de l'identification des formes préglaciaires dans les montagnes scandinaves a le plus souvent été abordé au cours de la discussion sur les caractères de la "surface paléïque" ("paleisk overflate"). Celle-ci est en effet définie par le contraste qui existe entre les formes de plateaux du fjell, considérées comme "vieilles" et les formes "jeunes" des vallées et des montagnes sculptées par les glaciers. Il s'agit de la mise en forme d'une idée déjà ancienne (Helland, 1880) en accord avec les idées développées par Davis à la même époque (1900). Elle a été reprise par divers auteurs (Machacek, 1908; Ahlmann, 1919), qui ont considéré que la "surface paléïque" et donc le relief préglaciaire des montagnes norvégiennes se composaient surtout de pénéplaines étagées (deux en Norvège méridionale) surmontées par des monadnocks. Les étagements ont été analysés dans une optique cyclique, voire datés (Wråk, 1908; Strøm, 1943; Evers, 1940, 1962; Rudberg, 1954, 1965-1966) tandis que, toujours sur la base d'arguments topographiques et analogiques, une attribution des formes plus ou moins ondulées du fjell à des systèmes morphogéniques de type tropical s'est faite jour (pédiments : Strøm, 1945; Chabot, 1958; pédiments et inselbergs, cuvettes endoréïques : Rudberg, 1954; Kaitanen, 1969). Parallèlement, cette démarche a été étendue à une partie des formes de dissection ou de défonçage, suspendues au-dessus des vallées "glaciaires" et considérées comme "mûres", sinon "vieilles" (Reusch, 1901), la surface paléïque présentant donc dans son ensemble une topographie "mûre" (Werenskiöld, 1911, 1915). L'identifica-

tion de formes "paléïques" a d'ailleurs été tentée jusqu'à des niveaux topographiques très bas, puisqu'elle serait possible selon certains auteurs jusque sur le strandflat (Ahlmann, 1919; Gjessing, 1967; Büdel, 1978), et même au-dessous ! (Evers, 1962). L'assimilation de ces formes à des domaines à peine retouchés par les glaciers est implicite dans la plupart de ces travaux : peu d'auteurs ont tenté de démontrer que les formes "paléïques" n'ont guère subi d'aménagement glaciaire (Rudberg, 1954; Gjessing, 1967) ou qu'elles n'ont connu qu'une évolution lente et modeste, déterminée par la configuration générale du relief héritée des temps préglaciaires.

Nous avons pourtant montré, tout au long du livre II, combien il importe de tenir compte de l'évolution qui s'est poursuivie en tous points jusqu'à nos jours, avant de prétendre identifier les héritages de tel ou tel épisode de l'histoire géomorphologique. Si les grandes lignes des paysages, en particulier dans le domaine du fjell, sont apparues relativement peu marquées par les actions liées aux séquences glaciaires et interglaciaires, de grandes parties des autres domaines, ainsi que les formes locales et les modèles, leur doivent bien plus leurs caractéristiques. Les critères morphologiques de l'identification des héritages étant cernés, il importe maintenant de comprendre leur nature et leur organisation. L'interprétation directe, fondée sur la seule analyse des formes et des modèles, n'étant guère possible, il est nécessaire de recourir à une démarche plus indirecte qui tienne à la fois compte de l'échelle des formes considérée et de leurs relations avec la structure. Déjà employée pour distinguer la part respective des effets des séquences "froides" et des autres processus dans la genèse des paysages, la comparaison des contrôles structuraux est aussi utile pour interpréter les dispositifs hérités des époques antérieures, et elle est même irremplaçable, en l'absence de sédiments corrélatifs locaux ou proches, pour tout essai de reconstitution des étapes et des modalités de la morphogenèse (Godard, 1965).

Nous nous efforcerons donc dans ce chapitre de cerner les traits de l'organisation morphostructurale préglaciaire (adjectif préférable à celui de "paléïque", qui désigne des topographies actuelles), en précisant la reconstitution de ce relief grâce à l'analyse des paramètres qui ont conditionné l'inégale résistance des roches à

l'érosion. Les modalités de l'érosion différentielle préglaciaire étant ainsi décelées, il est possible de rechercher la signification des grands dispositifs étagés et des types de formes sur lesquels se sont constitués ou avancés les premiers glaciers. Il ne peut cependant s'agir que d'une approche préliminaire à la reconstitution de l'évolution géomorphologique d'ensemble, celle-ci devant aussi s'appuyer sur des données extérieures à l'analyse des paysages.

I . L'EROSION DIFFERENTIELLE PREGLACIAIRE ET SES MODALITES

Les analyses menées dans le livre II nous ont permis de montrer qu'une partie des éléments qui constituent les paysages actuels des Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jotun représentent des formes de relief préglaciaires faiblement retouchées, tout au moins dans leurs grandes lignes. Leur extension est considérable sur le fjell, puisque l'essentiel des surfaces planes, ainsi que les grandes dénivellations séparant ces surfaces étagées et les reliefs différenciés plus ou moins lourds qui les surmontent peuvent y être rattachés. Elles ne sont pas absentes non plus des formes de dissection, bien que les formes et les profils initiaux, ou encore les réseaux hydrographiques soient souvent plus difficiles à identifier. La nature même des formes identifiables est caractéristique de l'intervention de grands processus tels que l'aplanissement, la constitution de niveaux topographiques étagés ou le creusement linéaire. L'identification des contrôles structuraux spécifiques de ces processus permet de préciser dans une certaine mesure la nature des agents impliqués et les conditions de leur intervention.

A. Grands traits de l'organisation morphostructurale préglaciaire.

1. Le façonnement des surfaces planes.

a. *les surfaces d'aplanissement*

De vastes surfaces planes ont été identifiées au niveau du fjell dans les deux régions étudiées, à plusieurs niveaux. Elles sont rarement parfaites, même si l'on fait abstraction des formes de défonçage inscrites en contrebas; elles sont souvent légèrement

ondulées, et elles portent toutes des reliefs résiduels, que ce soit la haute surface du Jotunheim (hautes coupes de gneiss à pyroxènes), celles qui sont inscrites en contrebas (surface principale du Sogn, surface du Valdres, haute cuvette de Kaupanger et ses annexes), ou à plus forte raison la surface principale des Lofoten-Vesterålen qui n'est représentée qu'à l'état de lambeaux plus ou moins larges sur les flancs des principaux massifs. Fortement disséquées, et souvent défoncées, elles ne sont pas moins remarquables par la constance de l'altitude des plans auxquels leurs lambeaux sont tangents, et par de très faibles inclinaisons qui ne se font sentir qu'à l'échelle régionale (surfaces du Sogn et du Valdres, respectivement sur les versants ouest et est du bourrelet montagneux). Nous n'avons pu que rarement identifier parmi elles des systèmes de grands plans inclinés, larges de quelques km et convergeant vers des gouttières ou des cuvettes intérieures, au pied de reliefs plus élevés (fly du haut Ottadal, du Sjodal, quelques lambeaux de la surface principale du Sogn accrochés au rebord oriental du Jotunheim au-dessus des plateaux du Valdres). Plus souvent, ces surfaces sont horizontales ou presque, et elles se raccordent aux reliefs qui les dominent par des concavités plus ou moins amples, ou par des ruptures de pente portant la marque du façonnement glaciaire.

Le livre I nous a permis de démontrer que ces surfaces recourent des unités structurales variées et qu'à l'exception d'étroits éléments, aucune d'entre elles ne peut être considérée comme structurale; ce n'est qu'au sud du Jotunheim qu'une de ces surfaces coïncide, de façon d'ailleurs fort imparfaite, avec une ancienne surface d'aplanissement exhumée (Hardangervidda : Schipull, 1974). Il s'agit donc partout de surfaces d'aplanissement, postérieures aux derniers épisodes de structuration des régions considérées.

Il n'existe aucune information directe sur les modalités du façonnement de ces aplanissements. Les aplanissements glaciaires, obtenus par coalescence de planchers de cirques, sont très rares, comme nous l'avons vu (pied du Hestbrepiggan, sommet du Hinnfly) et responsables de rentrants d'extension limitée, qui modifient à peine le tracé des rebords montagneux calés sur les contacts entre des orthogneiss massifs (gneiss granitiques à l'ouest; gneiss à pyroxé-

nes) et les roches sédimentaires arasées. Il s'agit d'ailleurs de surfaces inégales, de fonds de cirques en partie surcreusés dont les pentes et les modelés diffèrent de ceux des grands plans inclinés à la racine desquels ils se situent (fjell de Netto seter, Hinnfly); ceux-ci se présentent en fait comme des replats sur les flancs d'importantes vallées (Bøverdal, Sjodal). L'intervention du processus imaginé par Strøm (1945) pour expliquer les "fly" des Rondane, semblables à ceux du nord et de l'est du Jotunheim n'a donc pas pu être vérifiée.

Ailleurs, l'action des glaciers a surtout consisté en un défonçage d'ampleur généralement modeste, mais suffisant pour avoir créé ou aménagé des sillons, des gouttières, des formes différenciées mineures qui rendent totalement impossible l'identification, dans les surfaces actuelles, de pédiments, de pédiplaines ou d'autres formes typiques de conditions morphoclimatiques particulières. Dans le cas des *fly*, qui sont topographiquement les formes les plus proches des pédiments, on remarque d'ailleurs que la pente et le degré de défonçage augmentent à proximité des axes de dissection vers lesquels ils s'inclinent (haut Ottadal; fjell de Netto seter, dans le couloir du Bøverdal; fly du Sjodal): leur profil transversal peut refléter un raclage glaciaire croissant vers l'axe de canalisation, aussi bien que l'aménagement d'un plan incliné préglaciaire (qui peut d'ailleurs être simplement un flanc de gouttière très évasée). La topographie ne permet donc aucunement de préjuger des conditions morphoclimatiques de formation de ces aplanissements.

Le strandflat représente, nous l'avons vu, un cas à part, dans la mesure où son façonnement, sans doute amorcé avant les glaciations, est inséparable de l'intervention des séquences glaciaires et interglaciaires et, pour une part, de celle des actions marines contemporaines. Il s'agit de la seule surface plane dont nous connaissons au moins en partie les modes de formation grâce à des observations directes.

Les autres surfaces d'aplanissement ne portent aucun modelé, aucune formation meuble qui puisse apporter des renseignements sur leur genèse et donc sur les systèmes morphoclimatiques antérieurs à ceux du Quaternaire. Ou bien de telles formations sont totalement absentes (surfaces rocheuses nues) ou bien elles portent la marque

d'une mobilisation glaciaire plus ou moins importante et d'un renouvellement qui explique leur caractère peu évolué, typique de brèves durées d'évolution sous des climats de type actuel ou plus rigoureux encore (Thomas, 1974). Aucun plateau ne constitue un domaine figé depuis les temps préglaciaires, et l'on n'y retrouve rien d'intact parmi les formations corrélatives de l'élaboration des aplanissements. On peut simplement affirmer que la relative régularité d'ensemble des différentes surfaces n'est pas l'oeuvre des glaciers, dans la mesure où il s'agit d'agents dont le travail ne dépend pas directement de niveaux de base donnés, mais en bonne partie de la configuration géographique du lit. D'autre part, les modalités de la morphogenèse glaciaire et l'existence de modèles où les phénomènes d'altération continuent à jouer un grand rôle indiquent un rôle probablement très important d'une altération poussée dans la formation des aplanissements.

b. les processus de défonçage des surfaces planes et leurs enseignements.

Le défonçage ou la préparation du défonçage vont de pair, semble-t-il, avec les processus d'aplanissement. Ce fait est moins évident sur les surfaces à champs de blocs, où le lent renouvellement des régolites s'est fait dans des conditions d'évacuation des matériaux et dans des conditions de météorisation périglaciaire et supraglaciaire telles que l'attaque mécanique directe de la roche en place affecte tous les volumes, jusqu'aux plus massifs, sans que s'expriment des différences importantes de résistance (bien que la trame des couloirs de fracture ne soit pas totalement effacée, et que les inclusions péridotitiques des gneiss à pyroxines du Jotunheim aient une certaine expression morphologique). Ailleurs, le processus est systématique, et il est révélateur de l'état du substratum des secteurs aplanis au cours de l'évolution récente, et sans doute aussi avant même les glaciations.

Sur les surfaces rocheuses nues, nous n'avons pu que soupçonner l'exploitation par les glaciers d'un front d'altération inégal. Il en est de même sur les plateaux à couverture morainique, où le substratum des bassins et des gouttières est systématiquement caché.

Mais l'étude des plateaux pourvus de manteaux d'altérite plus ou moins continus et épais permet d'affirmer que, dans certains cas au moins, les glaciers n'ont fait que retoucher des surfaces tronquant un matériel ameubli sur une épaisseur inégale, contribuant au déchaussement des noyaux sains. La difficulté d'étendre ce processus à l'ensemble des surfaces planes du fjell provient de ce que la répartition des régolites observables relève le plus souvent de la convergence entre les facteurs d'inégale résistance à l'altération et les facteurs d'inégale résistance mécanique (degré de fracturation, déterminant dans l'existence de volumes sains ou altérés sur les roches basiques et les roches monzonitiques des Lofoten-Vesterrålen, et souvent plus important dans les volumes cataclasés et faiblement recristallisés, donc très altérables). Nous ne pouvons donc considérer que comme probable l'élaboration des aplanissements en liaison avec le développement, au moins en certaines périodes, d'un important manteau d'altération. Seule la prise en compte de la répartition des surfaces planes en fonction de la structure et des informations de portée très inégale que nous avons pu obtenir sur la résistance des roches aux différents types de processus nous permet de progresser dans la recherche de l'origine de ces surfaces et de l'organisation des topographies différenciées qui constituent avec elles le relief préglaciaire.

2. Les reliefs différenciés

a. *les formes étagées du fjell*

Pas plus que l'érosion glaciaire ne peut expliquer les grands aplanissements, elle ne peut rendre compte de leur disposition étagée. En ce qui concerne les reliefs différenciés du fjell (amples gouttières, couloirs, bassins, cuvettes surcreusées ou non, systèmes de hautes collines résiduelles séparées par des vallons aux formes amples et émoussées), nous avons vu que les glaciers y ont souvent laissé une empreinte indiscutable, mais aussi qu'ils n'ont, dans la plupart des cas, fait qu'aménager des volumes pré-existants. Nous avons montré dans le livre I que la répartition de ces volumes est fortement contrôlée par la structure et qu'elle traduit un processus d'érosion différentielle aux modalités multiples. Bien qu'il

ne soit pas possible d'expliquer l'organisation des grands volumes par une extrapolation directe à partir de l'étude des modelés et des formes d'érosion différentielle de détail, il est possible d'utiliser les enseignements de l'étude morphologique de détail pour identifier certaines des modalités de la différenciation morphostructurale à l'échelle des formes majeures.

Les volumes saillants du fjell, lambeaux de hauts plateaux pourvus ou non de reliefs résiduels, montagnes dont une ou plusieurs faces présentent des formes arrondies, émoussées, correspondent systématiquement à des ensembles massifs de roches intrusives ou d'orthogneiss, compris entre des zones de fracturation, de cataclase et de mylonitisation majeures entre des volumes rétro-morphosés et des volumes peu ou pas métamorphiques d'origine sédimentaire. Les phénomènes d'altération sont rares ou très superficiels sur ces volumes, ce qui correspond bien à l'idée de résistance que donne leur position culminante. Cependant, l'observation d'affleurements aussi peu altérés dans les domaines situés en contrebas, sur des roches que leur composition et leur structure prédispose à une plus grande altérabilité (micaschistes, paragneiss à biotite ...) nous a conduit à envisager la faiblesse de l'altération observable comme résultant surtout de la brièveté de l'évolution à l'air libre, après l'enlèvement complet ou le renouvellement partiel d'éventuelles altérites anté-weichseliennes. Sur les orthogneiss des hauts plateaux du Jostedalbre-Breheim, la persistance de petits "ice-caps" prolongeant les mouvements divergents de glace jusqu'au cours des interglaciaires rend compte de ce phénomène. Sur les reliefs différenciés et sur les hautes surfaces à champs de blocs du nord et de l'est du Jotunheim, la moindre activité des glaciers rend compte de l'existence d'un régolite; mais celui-ci, qui résulte de la fragmentation de la roche le long des diaclases sous l'effet du gel, tient ses caractères de la rigueur des conditions périglaciaires et supraglaciaires auxquels sont exposés ces hauts sommets en dehors des paroxysmes glaciaires. Les sommets des Lofoten doivent à des conditions froides dans l'ensemble moins rigoureuses ou moins prolongées le caractère moins développé ou plus localisé de tels régolites. Ceux-ci, dont la répartition est étroitement contrôlée par des facteurs d'ordre climatique et glaciologique, et plus accessoirement par la li-

thologie aux franges inférieures du domaine des champs de blocs, témoignent d'une forme d'attaque probablement sans rapport avec les modalités de la mise en valeur initiale des volumes saillants. C'est donc seulement par une argumentation indirecte que l'on peut attribuer la mise en relief de ces volumes à l'ensemble des facteurs de résistance à tous les processus de météorisation, essentiellement les processus physico-chimiques, plutôt qu'à la simple résistance aux processus mécaniques.

Les données concernant *les limites des bastions culminants* et les contrastes avec les volumes situés en contrebas ne permettent que rarement de préciser ce point. Nous avons vu que ces limites correspondent partout à des contacts structuraux, de façon parfois approximative dans le fjell des Lofoten-Vesterålen (chapitre I), de façon beaucoup plus exacte sur le fjell du Sogn-Jotun où les versants de raccord et les grands abrupts sont calés sur des contacts majeurs, où légèrement en arrière (chapitre II). Mais l'observation directe d'une particulière altérabilité des roches mises en creux n'a pu être réalisée que rarement, compte tenu des effets inégaux du raclage glaciaire. Le meilleur exemple est fourni par le plateau oriental de Flakstadøy et ses annexes plus fortement défoncées du secteur du Nusfjord, qui s'étendent au pied du massif mangéritique central de l'île (Peulvast, 1977a; ph. 11). Les roches basiques de ce plateau, et surtout les troctolites et les norites qui affleurent dans sa partie occidentale se signalent en effet par une particulière aptitude à la désagrégation granulaire, liée au moins en partie à la composition minérale (teneur en ferromagnésiens) comme le montre la moindre atteinte des anorthosites. Ce fait, joint aux modèles impliquant des processus de déchaussement de volumes sains à partir d'altérites de profondeur inégale suggère que *les phénomènes d'altération* ont joué un rôle déterminant dans la morphogenèse du massif basique et dans son aplanissement au pied des mangérites très massives des pics du Stjernhodet-Mosestind. Il en est de même pour les mangérites cataclasés et rétromorphosés et pour les paragneiss qui constituent le substratum des autres plateaux de l'archipel.

Aucun phénomène de ce type n'a pu être invoqué sur les plateaux du Sogn-Jotun, où l'on est réduit à avancer des arguments indirects quant aux modalités de l'érosion différentielle responsable de la

mise en place des grands volumes du fjell. Les contrastes de résistance mécanique, liés aux différences de fracturation et aux phénomènes de mylonitisation sont souvent déterminants dans leur répartition, mais ils vont le plus souvent de pair avec des différences de nature lithologique qui laissent penser que la composition et la texture des roches, plus influentes sur les phénomènes d'altération que sur les processus de désagrégation mécanique (gel, érosion glaciaire) jouent un rôle aussi important, souvent convergent avec celui des propriétés mécaniques. Ainsi, les reliefs résiduels de la haute surface, exclusivement constitués de gneiss à pyroxènes, ne se signalent pas par une macrofissuration beaucoup plus faible que dans les autres unités, mais surtout par l'absence de débitage systématique par des plans de cisaillement (sauf sur les bordures, près de la base de la nappe), et par leur faciès profond de métamorphisme (faciès granulite); ils s'opposent en cela aux roches cataclasées et à faciès amphibolite du Jotunheim méridional, entièrement tronquées par la haute surface. Les lambeaux de la haute surface sont conservés sur les parties les plus massives de ces lames, qu'elles soient de composition basique, intermédiaire ou acide; on les trouve également sur le vaste noyau central des orthogneiss du complexe du Jostedal, au nord-ouest, aussi bien sur des gneiss ocellés que sur des gneiss rubanés à biotite et des granites. La surface principale du Sogn, qui ne mord ces volumes que sur de très faibles largeurs, recoupe systématiquement les domaines plus proches des plans de cisaillement (toit du socle, unités métasédimentaires et cratoniques charriées et écrasées, base de la nappe du Jotun); mais ici, à la cataclase, souvent accompagnée d'une forte macrodivision, s'ajoutent des lithologies particulières (anorthosites et roches basiques à intrusions trondhjémiques du massif du Sogn; micaschistes et quartzites des unités métasédimentaires) qui rendent probable un contrôle de l'érosion différentielle par la composition minéralogique. Il en est de même pour les aplanissements partiels inférieurs (haute cuvette de Kaupanger, surface du Valdres), qui ne doivent pas plus que les précédents leur situation topographique à une érosion glaciaire particulièrement efficace. Aucun élément ne nous permet de juger directement des conditions de désagrégation qui ont permis cette érosion différentielle, et vis à vis desquelles l'étude des

modèles a fourni des informations contradictoires; ainsi les mica-schistes figurent parmi les roches les plus saines, alors qu'ils sont systématiquement tronqués par les plus bas aplanissements. Les effets d'une altération prolongée, dans des conditions plus favorables qu'actuellement à l'hydrolyse, sont probablement déterminants; mais en l'absence de régolites significatifs, il reviendra à l'étude globale des facteurs structuraux de la différenciation morphologique préglaciaire d'apporter quelques unes des informations nécessaires à la reconstitution de l'évolution morphologique.

b. l'organisation des formes de creusement

Les conditions de l'érosion différentielle préglaciaire ne sont guère plus aisées à définir dans les formes de creusement, où l'aménagement glaciaire a généralement été plus important. La difficulté provient en partie des incertitudes qui subsistent quant à la nature et à la disposition des entailles préglaciaires. Nous avons pu établir (chapitre V) que les régions des Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jotun possédaient probablement avant les premières glaciations un relief déjà vigoureusement différencié. De lourdes montagnes et des plateaux étaient entaillés par des réseaux de vallées et de dépressions dont les caractères et la répartition ont à leur tour influencé les caractéristiques des englacements ultérieurs. La reconstitution de ces systèmes de dissection a fait l'objet de nombreuses tentatives, bien qu'elle paraisse fort délicate à mener. D'après l'aspect des vallées suspendues au-dessus des fjords de l'ouest norvégien, Davis (1900) a suggéré qu'un stade de "maturité avancée" avait été atteint dans le processus de dissection avant les premières glaciations. C'est également l'avis de Reusch (1901), qui voit dans certaines hautes vallées aux formes amples du Jotunheim et du Sogn des vallées "vieilles" appartenant à la topographie paléique (secteur de Voss). Cette idée, qui implique un aménagement glaciaire faible ou nul en dehors des principales auges et la quasi-conservation des profils transversaux hérités, inspire également Ahlmann (1919) : les replats encadrant le Sognefjord (épaulements de la région de Balestrand - Kaupanger, cf. supra, chapitre II, p.388) seraient les vestiges d'une ancienne génération de vallées se prolongeant

geant vers la côte par la "plaine périphérique de niveau de base". Le haut Laerdal, le haut Utladal et la vallée de Turtagrø appartiendraient à la même génération de vallées fluviales. Le même auteur précise qu'avant les glaciations, les Lofoten-Vesterålen ont possédé "un relief montagneux ayant évolué jusqu'à la vieillesse, avec de grandes vallées larges et en pente douce dominées par des montagnes isolées, des collines et des chaînes arrondies elles-mêmes disséquées par des petits ravins et des gorges; les grands planchers de vallées se rejoignaient en avant de ce district et formaient une plaine périphérique de niveau de base" (traduction). Parmi les plus beaux exemples de formes préglaciaires conservées, Ahlmann cite le couloir de Borge-Leknes et celui du Buknesfjord, sur Vestvågøy. A ce type de formes, Gjessing (1965-1966, 1977) ajoute l'existence possible de vallées plus "jeunes" déjà profondément enfoncées dans les parties les plus fortement soulevées de la "surface paléique".

Le problème principal de toutes ces reconstitutions réside dans le fait qu'elles reposent sur l'analyse des formes d'un domaine qui s'est trouvé entièrement englacé, aussi bien les auges les plus profondes que les vallées suspendues, les régions internes que les régions périphériques. S'appuyant sur l'idée déjà ancienne de l'influence des formes préglaciaires sur les types d'englacement et les conditions de l'érosion glaciaire (revue bibliographique in Klimaszevski, 1964), Gjessing (1965-1966) a tenté de rendre compte de l'opposition entre des formes qui seraient faiblement marquées par les glaciers, et les entailles "glaciaires", sans se limiter au contraste entre les auges et les vallées suspendues, classiquement expliqué en termes de hiérarchie des flux de glace. La topographie des entailles initiales serait elle-même à l'origine de ces contrastes : des formes évasées, douces, se prêteraient peu à une action érosive de la glace, car elles offrent peu de prise au quarrying; elles constitueraient donc probablement des formes stables, sans doute à peine retouchées depuis les temps préglaciaires. Les vallées et les bassins amples, dépourvus de surcreusements, seraient les plus représentatives de ces formes et n'auraient que peu ou pas évolué au cours des glaciations. A l'inverse, des formes préexistantes favorables au quarrying (vallées étroites, pentues, mal calibrées, pourvues de ruptures de pente et aménagées le long de zones particulièrement fissurées ou altérées lors de

l'incision d'une génération de formes "jeunes" liée à la fois au soulèvement de la "surface paléogène" et à la dégradation climatique de la fin du Tertiaire) auraient été intensément et de plus en plus rapidement surcreusées; le contraste avec les premières serait allé en s'exagérant au fil des glaciations et des phases interglaciaires d'incision torrentielle. Aucune forme préglaciaire ne serait donc reconnaissable dans ce second domaine, où l'existence de gradins et de replats serait simplement liée à l'aménagement et au recul de ruptures de pente sous l'effet des alternances de processus glaciaires et fluviatiles.

Bien qu'il existe quelques raisons objectives de supposer qu'une partie des formes de dissection est en effet restée faiblement aménagée par les glaciers, c'est surtout dans *l'organisation des réseaux de dissection* que de nombreux auteurs ont cherché des vestiges du relief préglaciaire. L'idée est ancienne, puisque Reusch (1901) avait déjà remarqué le tracé en hameçon ("agnordal") du système Jordal-Nærøydal, à la tête du Nærøyfjord, en identifiant une vallée préglaciaire qui aurait prolongé le Jordal vers le bassin de Voss au sud par le lac d'Oppheim (cf. supra, chapitre V, p. 385). L'observation de telles "anomalies de vallées fluviales" (Rudberg, 1976) a alimenté de nombreuses discussions sur les variations de la ligne de partage des eaux dans le bourrelet montagneux et donc sur la disposition d'éventuels réseaux préglaciaires (O. Holtedahl, 1960; Gjesing, 1977). Dans le Sogn-Jotun, des dispositifs de ce type n'existent qu'au niveau des hautes vallées à double sens d'écoulement qui unissent le Lærdal au Begnadal (Fillefjell : Ahlmann, 1919) et le Mørkedal au Hemsedal (cf. supra, chapitre II, p. 378); encore le déplacement vers l'est de la ligne de partage des eaux sous l'effet du surcroît d'érosion dans les tributaires du Sognefjord ne peut-il dépasser ici quelques km. Ailleurs, la relative conformité entre les lignes de faite et les lignes de partage des eaux principales ou secondaires ne permet pas de détecter une opposition entre les systèmes glaciaires et préglaciaires et n'apporte donc aucun argument supplémentaire aux reconstitutions fondées sur la disposition des réseaux. Cependant, Linton (1957) interprète la configuration grossièrement radiale du réseau hydrographique autour des hautes terres du Jotunheim et du Hardangervidda comme le résultat de l'aménagement et

de l'interconnection de tronçons d'origines diverses sous l'effet des épais flux de glace qui ont divergé depuis ce centre de glaciation, ce réseau préglaciaire comprenant donc des tronçons radiaux, mais aussi, au nord, (Ottadal, Gudbrandsdal) les éléments d'un réseau "conséquent". On peut noter que cette même disposition est interprétée par Torske (1975) comme le résultat de l'établissement d'un réseau radial sur un dôme apparu au Mésozoïque ! La désorganisation partielle de ce système résulterait du creusement de vallées "subséquentes" (Bøverdal, par exemple) et de captures au profit du versant ouest sous l'effet du soulèvement tertiaire de l'ensemble du bourrelet. La disposition des réseaux peut donc donner lieu à des interprétations parfaitement opposées, d'autant plus que le contrôle structural, mentionné par de nombreux auteurs (Ahlmann, 1919; O. Holtedahl, 1960; Gjessing, 1965-1966; H. Holtedahl, 1975; Rudberg, 1976) n'est jamais considéré sous l'angle des arguments qu'il pourrait fournir à l'attribution du creusement à l'érosion glaciaire ou à l'érosion fluviale aidée par l'altération préglaciaire.

Au total, un accord sur l'identification de réseaux préglaciaires ne se dégage dans la littérature qu'au sujet des systèmes dendritiques comme ceux du Sognefjord (Ahlmann, 1919; Gjessing, 1965-1966), du Hardangerfjord (H. Holtedahl, 1975), du Nordfjord ou du Gudbrandsdal, et d'autres régions où la comparaison avec des systèmes fluviaux est possible (Clayton, 1974; Haynes, 1977). Il n'en est pas de même pour les systèmes plus ou moins anarchiques de vallées sans tête, de détroits ou de bassins qui caractérisent des régions entières de l'intérieur du bourrelet (Jotunheim) ou de la façade maritime (Lofoten-Vesterålen). Pour Gjessing (1977), de tels ensembles peuvent localement représenter des parties de la "surface paléïque" épargnées par la reprise d'érosion linéaire qui s'était amorcée avant les glaciations : le caractère anarchique serait donc d'origine préglaciaire, et c'est l'adoption de ce point de vue qui amène l'auteur à faire de la "surface paléïque" un ensemble de collines et de cloisons discontinues séparées par des vallées amples, des passes et des bassins endoréïques évoluant simultanément par pédimentation à des niveaux différents. A l'opposé, pour de nombreux auteurs, ce type de disposition est typiquement l'oeuvre de la glace des inlandsis et des courants transfluents, et la topographie préglaciaire est impli-

citement conçue comme organisée autour de réseaux fluviatiles "normaux" : les multiples cols, passes ou trouées qui relient les vallées sans tête et les bassins des régions intérieures ou côtières au relief accusé résulteraient de l'aménagement de percées à travers les interfluves par les glaciers diffluents ou transfluents et par les inlandsis (Linton, 1963; Rudberg, 1976). Cette idée d'une origine glaciaire des interconnections entre les vallées sert d'ailleurs de base à l'essai de Haynes (1977) pour mesurer l'ampleur de l'érosion exercée par les inlandsis et pour déterminer la part des glaciations locales et des englacements généraux dans la genèse et l'organisation des entailles en Ecosse.

Selon nos propres observations, une grande partie du système de dissection et de défoulement des deux régions étudiées résulte bien de l'aménagement de formes de creusement préglaciaires. Pour une part, ces formes représentent très probablement d'anciens axes hydrographiques plus ou moins hiérarchisés, et en ce sens, nos conclusions rejoignent celles de beaucoup de nos prédécesseurs. C'est surtout à l'intérieur du bourrelet montagneux, dans le Sogn-Jotun, que cette hypothèse a pu être avancée, bien que l'organisation des grands systèmes d'auges et de fjords (Sognefjord, Bøverdalen-Ottadalen) traduise surtout un surcreusement préférentiel le long des axes alignés parallèlement aux grands flux de glace, ceux-ci étant eux-mêmes guidés par la configuration des grands volumes du fjell. Cependant, l'absence ou la rareté dans ces secteurs de vestiges de vallées restées peu ou pas surcreusées du fait d'une disposition non conforme à ces grands flux, suggèrent que les réseaux préglaciaires nécessaires à la canalisation de la glace n'y étaient pas fondamentalement différents des actuels et que leur organisation actuelle ne résulte pas de captures successives aux dépens de bassins indépendants (l'exception la plus notable concerne le sillon monoclinale qui double une partie du Lustrafjord et le Sogndalsfjord au nord-ouest : cf. supra, chapitre II). Il semble qu'il en soit de même parmi les vallées d'altitude emboîtées dans les plus basses surfaces, et où le creusement glaciaire est resté relativement faible (chapitre V).

Les ensembles ainsi définis dessinent dès lors des systèmes grossièrement dendritiques, en grande partie emboîtés dans les

grandes dépressions du fjell et comparables à des systèmes fluviaux faiblement encaissés à l'amont (Breheim, Sognefjell, hauts plateaux encadrant le Lærdal, le Mørkedal et l'Aurlandsfjord). Celui du Sognefjord semble avoir été moins étendu qu'actuellement, surtout au sud et au sud-est, où un recul des têtes de vallées a pu se produire ultérieurement (Nærøydal, Lærdal), aux dépens de bassins-versants appartenant à la même façade (Hardangerfjord) ou à l'autre versant du bourrelet montagneux (Fillefjell - Begnadal). La situation est plus complexe parmi les vallées d'altitude creusées dans les plateaux plus élevés de la surface principale du Sogn, où les multiples interconnexions empêchent d'identifier avec certitude des systèmes du même type. Il paraît simplement probable que des systèmes complexes de bassins et d'alvéoles, d'où dérivent la plupart des actuelles cuvettes surcreusées s'ajoutaient dans ces hautes terres massives aux vallées amples et peu profondes (moins de 200 à 250m) qui ont préfiguré le réseau actuel (cf. supra, chapitre V);

l'organisation de l'ensemble reste toutefois difficile à préciser.

L'aspect de ces formes l'est tout autant, y compris dans les amples vallées et dépressions du fjell, dont l'aménagement s'est traduit par un encaissement plus brutal dans les plateaux. Tout au plus peut-on suggérer que, dans les parties des plateaux d'altitude intermédiaire qui sont restées les plus massives, des topographies de dégradation lente et des têtes de vallées modérément incisées ont assuré l'essentiel de la différenciation morphologique; leurs profils transversaux ont sans doute été plus ouverts que ceux des berceaux actuels dont les concavités basales et les courtes convexités ou les corniches sommitales répondent surtout aux caractères et à la répartition des processus froids. Le problème est plus ardu encore le long des collecteurs principaux, plus fortement marqués par l'aménagement glaciaire et profondément surcreusés. Nous avons vu que les replats accrochés aux flancs des grandes auges en contrebas des plus basses surfaces d'aplanissement (Sognefjord surtout) ont subi un raclage glaciaire important et qu'avec leur morphologie irrégulière ils ne peuvent guère être considérés comme des vestiges intacts de fonds de vallées préglaciaires, contrairement à d'anciennes affirmations (Ahlmann, 1919; cf. supra, chapitre V, p. 921); à plus forte raison les portions correspondantes de profils transversaux ne peuvent elles

être tenues pour préglaciaires. Il en est de même pour les replats d'assez basse altitude (900 m et moins) qui encadrent quelques parties du Bøverdal et de l'Ottadal et qui, eux aussi, pourraient être issus d'anciens fonds de vallées larges et modérément encaissés. L'essai de reconstitution se heurte ici à l'incertitude qui subsiste sur la signification de ces replats irréguliers : on sait seulement qu'ils ne coïncident que très rarement avec des plans structuraux (les replats de Beito et de Vang étant mis à part) et qu'ils échappent à l'explication glaciaire des épaulements et élaborée par P.Veyret (1968) pour les vallées alpines. Seule l'absence d'autre explication peut suggérer qu'en effet ils dérivent d'anciens planchers de vallées hérités et épargnés par le surcreusement dans quelques secteurs où l'action de la glace, concentrée le long de zones de faiblesse plus étroites, a perdu beaucoup de son efficacité sur les flancs dès que l'enfoncement axial s'est amorcé. L'aspect des vallées préglaciaires qui ont indubitablement canalisé les grands courants de glace en accentuant l'influence des grands dispositifs étagés des plateaux et des massifs ne peut donc être sérieusement évoqué dans ce cas, et il ne nous semble pas possible de proposer le type de reconstitution qu'a tenté H.Holtedahl (1975) dans la région du Hardangerfjord.

Nos données sur la position et sur les dimensions d'une partie de ces incisions nous permettent cependant de préciser quelques uns des traits de l'érosion différentielle associée à la dissection préglaciaire des plateaux du Sogn-Jotun. L'emboîtement préférentiel dans les parties basses de ces plateaux traduit une certaine continuité entre la formation de celles-ci et l'incision encore modeste des vallées, dans la mesure où ce sont les mêmes roches qui sont excavées (massif anorthosique à intrusions trondhjémiques du Sogn, micaschistes, calschistes et quartzites affleurant de part et d'autre de la nappe du Jotun et dans ses échancrures, roches mylotinisées). Mais la constitution d'incisions linéaires, de bassins circonstrits et sans doute de zones d'altération plus ou moins profonde dont l'expression dans le relief nous reste inconnue souligne, comme en d'autres parties du bourrelet scandinave (côte sud de la Norvège : Barth, 1939) l'utilisation préférentielle de zones de faiblesse étroites au sein de ces ensembles (zones de fracture ou de failles, bancs fissiles au sein des roches plus ou moins feuilletées

de la nappe du Jotun et de ses bordures, avec mise en valeur des dispositifs monoclinaux ou plissés), plutôt que celle de bandes entières de roches devant à leur composition une particulière altérabilité. Un tel contrôle, particulièrement sensible sur le tracé des vallées, est probable à l'intérieur des parties de la surface principale du Sogn qui arasent la nappe du Jotun et la bordure des gneiss de l'ouest, mais il est moins évident à l'intérieur des plateaux métasédimentaires du Valdres, où les directions de drainage sont pour l'essentiel "conséquentes" par rapport à l'inclinaison de la surface d'aplanissement (le contrôle par les zones de faiblesse ne redevient évident qu'avec l'incision de vallées profondes dans les fenêtres de Vang et de Beito). D'une façon générale, c'est précisément le fait que ces structures ont également été favorables à l'érosion glaciaire ultérieure qui rend si incertains le partage entre ce qui revient aux différentes actions et donc les reconstitutions des dispositifs morphostructuraux associés à la dissection préglaciaire.

Le même problème se pose dans les *bastions culminants*, qui n'ont pas été épargnés par l'incision préglaciaire, celle-ci étant probablement associée, sinon consécutive, à leur individualisation au-dessus des plateaux moins élevés. L'analyse des conditions de surcreusement des vallées rayonnantes du Jostedalbre nous a permis de montrer l'existence probable d'un réseau de vallées hiérarchisées déjà assez profondément enfoncées dans les rebords sur les plateaux voisins, probablement de l'ordre de 500 m et plus, à l'emplacement des principales auges actuelles (cf. supra, chapitre V, p. 874). Mais là aussi, il est difficile de reconstituer les profils initiaux, d'autant plus que le changement a pu être progressif entre les phases préglaciaires d'incision fluviale et les grandes glaciations, avec des phases intermédiaires d'englacement limité, sans équivalent récent, au cours desquelles l'aménagement des profils a pu commencer. Seuls les contrastes déjà évoqués entre quelques bassins suspendus et les grandes auges suggèrent qu'il a pu exister au sein du lourd bastion un système de bassins et d'alvéoles de profondeur inégale, peut-être comparables à ceux que l'on peut voir dans le horst de la Margeride, dans le Massif Central français. Cette topographie a pu être recoupée, en avant des actuels "bouts du monde" par un système

périphérique d'entailles fluviatiles, sans doute courtes et pentues, dont l'extension aux dépens de la topographie de dégradation lente s'est trouvée favorisée avec le début des glaciations. Ce schéma reste cependant hautement spéculatif, tout autant que celui de Gjessing (1965-1966), qui exclut la présence d'un réseau préglaciaire radial important sous prétexte que les dimensions assez limitées du plateau et la divergence des vallées n'auraient pas permis une alimentation suffisante. Ce point peut difficilement être discuté en l'absence de données paléoclimatologiques convenables sur un secteur où l'on peut tout de même s'attendre à trouver de fortes précipitations depuis qu'il constitue une haute barrière vis à vis du flux zonal d'ouest. Mais il n'est de toutes façons pas besoin de présupposer l'existence de vallées aussi importantes que les actuelles pour expliquer les phénomènes initiaux de canalisation de la glace. Aussi spéculatif reste tout raisonnement sur les contrôles structuraux dont témoigne l'incision préglaciaire; tout au plus peut-on souligner là encore l'utilisation probable de lignes ou de zones de faiblesse étroites, plutôt que de différences d'ordre pétrographique, dans un ensemble assez peu diversifié qui constitue au total un môle résistant.

Le relief du Jotunheim était sans doute plus contrasté, d'autant plus qu'à la différence du Jostedalbre, cet ensemble n'a pas constitué un relief résiduel unique et massif sur la surface principale du Sogn, mais plutôt, sur ses bordures, une sorte d'archipel de reliefs résiduels (secteurs des Hurrungane, du Kvitingskjølen, est et sud du Jotunheim). L'existence de replats d'altitude assez constante que nous avons interprétés comme des vestiges faiblement modifiés de couloirs, de bassins ou d'amples vallées se raccordant à cette surface d'aplanissement montre que le découpage en massifs distincts était largement esquissé avant même la reprise de creusement qui a probablement précédé les glaciations. Cette reprise de creusement est certaine, nous l'avons vu, à la périphérie de l'ensemble montagneux; elle est restée limitée dans de vastes portions de la surface principale du Sogn, et ne s'est accusée qu'à proximité des systèmes du Sognefjord (Helgedal-Fortunsdal, Utladal) et du Gudbrandsdal (Leirdal-Bøverdal), avec de possibles vestiges de fonds de vallées vers 900 ou 1000 m d'altitude). Elle est moins certaine à l'intérieur même du bastion de gneiss à pyroxènes, dans la mesure où mé-

me après les glaciations, les principales vallées ne sont que de peu enfoncées en contrebas des plateaux voisins. Compte tenu de l'important aménagement des profils longitudinaux et transversaux par les glaciers, et du façonnement en cirques de nombreuses têtes de vallées ou d'incisions mineures, l'aspect du réseau préglaciaire reste cependant difficile à reconstituer. Seule est certaine l'existence de réseaux grossièrement divergents dont les principaux collecteurs ont été surcreusés, et dont les interfluves n'ont été que localement ébréchés (cf. supra, chapitre V). La position très interne du Jotunheim et la résistance d'ensemble des gneiss à pyroxènes expliquent qu'il n'y ait pas eu de creusement important en contrebas du piédestal et des couloirs façonnés au niveau de la surface principal du Sogn, et que la morsure des massifs soit restée modeste jusqu'à l'aménagement des cirques glaciaires. Nous avons vu cependant qu'il convient d'être prudent dans l'interprétation des formes arrondies de plusieurs de ces massifs, qui contrastent si fortement avec les brutales entailles des cirques : les processus "froids", toujours opérants, ont également leur part dans la constitution de ces formes dont on peut simplement soupçonner qu'elles n'ont évolué que lentement depuis les temps préglaciaires. Il semble en tout cas que la dissection préglaciaire du Jotunheim septentrional ne témoigne pas d'une rupture brutale après la période d'é-laboration des aplanissements partiels, et que de longues durées d'é-volution sans enfoncement marqué puissent être envisagées pour expliquer le relief de cet ensemble résistant. Là aussi, le contrôle structural préglaciaire n'apparaît pas clairement, mais il semble que l'évolution ultérieure n'ait fait qu'accentuer les tendances (exploitation de zones de broyage, de certaines des structures rubanées du sud-ouest du corps de gneiss à pyroxènes, et de zones ré-tromorphosées) qui ont présidé à cette dissection.

Les indices d'une dissection préglaciaire et les dispositifs morphostructuraux qui lui sont associés peuvent être plus aisément reconnus dans la région des Lofoten-Vesterålen, où l'on enregistre une plus grande variété des formes. Les observations et les interprétations que nous avons exposées dans les chapitres V et VI nous ont conduit à considérer que les contours des massifs, acquis au cours des processus de dissection profonde et de façonnement du

strandflat, étaient déjà en grande partie fixés avant les premières glaciations. La plupart des grands bassins, ainsi que de nombreux alvéoles, n'ont subi depuis qu'un aménagement plus ou moins modeste, qui a pu s'accompagner d'une exagération de la brutalité des contacts avec les massifs. La préservation au-dessus du strandflat de vestiges de grands plans inclinés de raccord au sud du bassin du Sundklakkstrøm (fig.36) ou d'amples fonds de vallées (gouttière du Sundstrøm : fig.12) montre que dans les parties centrales ou distales des grandes dépressions, l'abaissement des fonds lié à l'instauration des séquences glaciaires et interglaciaires responsables du façonnement final du strandflat a pu rester assez modeste. Les mêmes raisonnements ont pu être tenus pour les dépressions et les vallées garnies d'arènes. Quant à la dissection en dehors de ce système de dépressions, nous avons vu (chapitre V) qu'elle s'organisait autour de grands couloirs façonnés le long des grandes articulations tectoniques, et qu'il s'y ajoutait probablement de courtes vallées pentues entaillant les massifs. Le creusement ultérieur de nombreux couloirs et trouées de transfluence ne nous permet cependant pas de proposer un schéma fiable des réseaux préglaciaires. La seule certitude porte sur un degré déjà poussé de morcellement et de défonçage des reliefs jusqu'à un niveau proche du 0 actuel; mais les interfluves et les cloisons ont sans doute été plus continus qu'ils ne le sont maintenant (bassins de Leknes et du Sundklakkstrøm, ou encore nord du bassin central de Langøy ouest, par exemple).

Le contrôle structural présidant à cette différenciation morphologique apparaît plus clairement que celui qui ressort de l'étude du système actuel de dissection et du strandflat. A la différence des hautes terres du Sogn-Jotun, où l'évidement d'alvéoles peu profonds et de vallées plus ou moins étroites a succédé à l'élaboration d'aplanissements partiels étendus, le défonçage et la dissection profonde des blocs plus restreints de la région des Lofoten-Versteralen se sont traduits par la formation de couloirs et de bassins généralement plus larges. La différenciation morphologique préglaciaire, en contrebas des vestiges perchés de surfaces d'aplanissement, n'est donc pas seulement guidée par des accidents linéaires ou par d'étroites bandes de roches tendres; elle traduit également l'inter-

vention d'une érosion différentielle poussée, capable d'exploiter les contrastes lithologiques jusqu'à mettre en valeur les limites de volumes rocheux de dimensions plurikilométriques, au cours d'un processus d'évidement accompagné d'un recul déjà accusé des versants. Certains ensembles lithologiques apparaissent particulièrement sensibles à ce creusement, et tout d'abord une grande partie des volumes de mangérites cataclasées, ainsi que les orthogneiss monzonitiques. Certaines bandes de paragneiss — paragneiss quartzofeldspathiques svécokaréliens et gneiss du groupe de Leknes — le sont également, de même que certains des gneiss migmatitiques du centre du lobe de Bø (Langøy) et de Flakstadøy.

3. Conclusion : une origine essentiellement préglaciaire des grands dispositifs morphostructuraux.

Comme dans la région du Sogn-Jotun, les grands contrastes morphostructuraux de la région des Lofoten-Vesterålen sont en grande partie acquis avant les premières glaciations, et c'est donc au cours des temps préglaciaires qu'il faut rechercher l'explication de cette différenciation. En dehors des entailles fortement aménagées par les glaciers, les échelles de résistance sont proches de celles que nous avons décrites dans le livre I. Dans la région des Lofoten-Vesterålen, ce sont une partie des migmatites archéennes, de composition intermédiaire, et celles des roches mangéritiques qui n'ont pas subi de cataclase — sauf exception — ni de métamorphisme rétrograde qui occupent le sommet de l'échelle; le massif gabbroïque de Selvåg l'y rejoint en partie, mais constitue à ce titre une exception dans la région, de même que les paragneiss de faciès granulite d'Austvågøy. Plus généralement, les roches basiques, arasées par la surface principale des Lofoten, occupent une position intermédiaire dans cette échelle, ainsi que la plus grande partie des paragneiss, surtout ceux de faciès amphibolite. Enfin, le bas de l'échelle est occupé par certains paragneiss quartzofeldspathiques, et surtout par les mangérites cataclasées et la plupart des orthogneiss monzonitiques, évidés en alvéoles, couloirs ou bassins de grandes dimensions. Les paragneiss et les roches schisteuses du groupe de Leknes sont dans le même cas.

Une certaine simplicité caractérise également l'échelle des résistances dont témoigne la morphogenèse préglaciaire dans les régions du Sogn-Jotun. Au sommet se situent les gneiss à pyroxènes (jotunités, jotunités anorthositiques, mangérites, gabbros métamorphisés en orthogneiss, avec de nombreuses inclusions de péridotites et de pyroxénites) de la nappe du Jotun, suivis par les orthogneiss de composition granitique du complexe du Jostedal. Un peu plus bas se situent les gneiss de compositions variées des lames superposées et plus ou moins broyées qui constituent la partie sud de la lame du Jotun; vers l'ouest, ils n'ont guère mieux résisté à l'aplanissement responsable de la surface principale du Sogn que les enveloppes tectonisées des Gneiss de l'ouest, même là où celles-ci incorporent des paragneiss et des métasédiments schisteux. Les mangérites du massif du Sogn se situent approximativement à la même place, tandis que les anorthosites cataclasées et recristallisées de ce massif apparaissent plus systématiquement évidées, surtout lorsqu'elles sont envahies par de nombreux dykes de trondhjémites. Mais le bas de l'échelle est généralement occupé par les mylonites et les phyllonites plus ou moins épaisses qui accompagnent les grands plans de cisaillement calédoniens, et surtout par les métasédiments qui s'intercalent entre le socle et la nappe du Jotun; c'est vrai des micaschistes et des calschistes, mais aussi de la sparagmite du Valdres et de la plus grande partie des quartzites qui affleurent le long des bordures nord et ouest de la nappe du Jotun, à quelques exceptions près.

Les précédents chapitres nous ont permis dans de nombreux cas de cerner de façon directe la part spécifique de la morphogenèse qui revient aux séquences alternées de glaciations et d'interglaciaires, ainsi que les types de contrôles structuraux plus particulièrement liés à ces actions (propriétés mécaniques des roches, surtout dans les entailles considérablement aménagées par les glaciers). Il est donc possible de rechercher les facteurs de l'inégale résistance des roches qui ont plus spécialement influencé l'érosion différentielle préglaciaire, même si beaucoup d'entre eux ont guidé dans le même sens les actions ultérieures. Il y a là le fondement principal d'une méthode d'approche indirecte des modalités de la morphogenèse passée qui a été exposée en détail par A. Godard (1965).

B. Les influences lithologiques et leurs enseignements

Dans les précédents chapitres, nous avons montré combien l'organisation du relief est influencée par la structure géologique des régions concernées, et la description des dispositifs morphostructuraux nous a amené à mettre l'accent sur certaines des propriétés du bâti. En effet, les divisions en unités lithologiques, lithostratigraphiques ou tectoniques fournies par les géologues n'ont pas toujours suffi à rendre compte des reliefs d'érosion différentielle, et nous avons évoqué, dans le livre I, des différences de composition et de texture, souvent bien plus nombreuses et nuancées que ne le laissent penser les cartes disponibles, pour les mettre en rapport avec les types de formes. Quant à la tectonique, elle intervient surtout par ses effets sur la résistance du bâti à l'érosion (bandes cataclasées, zones de broyage, plans de charriage, zones de fracture et autres lignes de faiblesse, différences de macrofissuration). Mais à travers la description des dispositifs morphostructuraux, il n'est possible d'établir que le bilan global de successions complexes de séquences morphogéniques. Pour la définition de ces ensembles (livre I), il a généralement suffi de recourir à l'examen des éléments de description des domaines structuraux (composition et texture, effets de la tectonique); dans plusieurs cas, ce niveau d'investigation a pu suffire, dans la mesure où certains facteurs structuraux ont une part évidente dans la faiblesse de volumes entiers vis à vis de tous les agents (en particulier, l'évidement préférentiel des zones de broyage et de fractures, concevable dans la plupart des environnements).

Ailleurs, il a fallu envisager des facteurs lithologiques plus spécifiques, mais il a semblé préférable de n'y faire appel que dans la mesure où les types d'actions susceptibles de mettre en valeur leur influence ont pu être attestés (livre II). Ainsi, l'étude des formes de détail, des modelés et des processus dont ils révèlent l'intervention, a permis de souligner le rôle de facteurs allant bien au-delà des propriétés mécaniques qui seraient déterminants si le relief était avant tout "glaciaire". Celles-ci rendent en effet bien compte de l'organisation des formes dans le domaine des entail-

les où le façonnement glaciaire a été très poussé (cirques, vallées calibrées et surcreusées), et ailleurs à l'échelle des formes de détail. Mais l'identification de modelés d'altération et leur étude ont nécessité la recherche des facteurs de l'inégale altérabilité des roches (outre la macrofissuration déjà évoquée, la composition minéralogique, le grain, les microtextures, la porosité et la perméabilité : Coque-Delhuille, 1981). Le rôle de l'altération différentielle est beaucoup moins bien établi à l'échelle des formes majeures, mais il apparaît désormais probable, après nos considérations sur l'origine préglaciaire des grands dispositifs morphostructuraux. Le recours à une analyse des paramètres lithologiques de l'altération différentielle est donc maintenant justifié dans la plus grande partie des régions étudiées, alors qu'une utilisation prématurée aurait pu paraître gratuite ou mal "ciblée" dans un domaine fortement marqué par les glaciers.

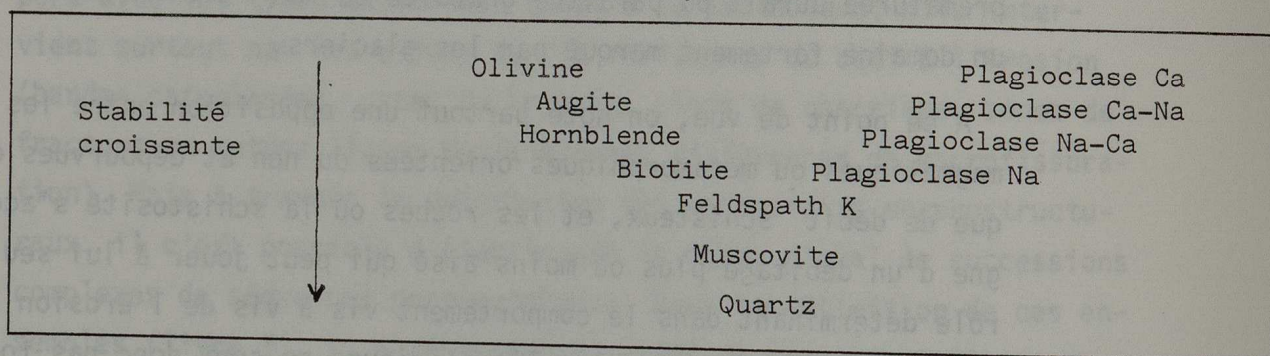
A ce point de vue, on note partout une opposition entre les roches magmatiques ou métamorphiques orientées ou non et dépourvues ou presque de débit schisteux, et les roches où la schistosité s'accompagne d'un débitage plus ou moins aisé qui peut jouer à lui seul un rôle déterminant dans le comportement vis à vis de l'érosion (Biro et al, 1983). Les ensembles lithologiques ne sont donc pas tous comparables, et plutôt que de passer en revue de façon indistincte les paramètres de l'inégale altérabilité, il convient de distinguer les *corps en saillie* de ceux qui sont *évidés ou tronqués par des surfaces d'aplanissement partiel*; les premiers correspondent tous à la première catégorie de roches, tandis que les autres correspondent tantôt à cette catégorie, tantôt à celle des roches se débitant en lamelles ou en plaques (c'est à dire des roches feuilletées: Foucault et Raoult, 1984). Cette distinction permettra un traitement à part de la seconde catégorie, tandis que les influences respectives des autres facteurs d'inégale résistance pourront être comparées dans les roches où l'existence éventuelle d'une foliation ou d'une schistosité ne s'accompagne pas d'un débitage préférentiel.

1. Les ensembles résistants.

a. *le rôle de la composition minéralogique.*

De tous les facteurs qui conditionnent l'inégale résistance des roches dans les deux régions étudiées, la composition minéralogique est celui qu'il paraît le plus naturel d'invoquer, mais aussi le moins évident par son rôle, dans la mesure où les bastions culminants, ceux qui occupent le sommet de l'échelle de résistance correspondent à des roches de différentes compositions. Ainsi, l'échelle de résistance n'est pas réellement conforme à ce qu'on peut attendre d'après l'échelle d'altérabilité des minéraux telle que l'ont définie Goldich (1938) et d'autres auteurs (Biro, 1981; Tardy, 1969; Flageollet, 1977; tableau 20).

Tableau 20 : Altérabilité des minéraux silicatés (séquence de Goldich).
D'après Tardy, 1969.



Dans la région des Lofoten-Vesterålen, les roches les plus résistantes sont en général de composition chimique intermédiaire, et plus rarement acide (SiO_2 : 54,8 à 66,1% : Griffin et al, 1978). Le quartz, minéral le plus résistant à l'altération, n'est donc pas, ou peu, exprimé. Ainsi, les *migmatites archéennes*, mangéritiques, monzodioritiques ou dioritiques qui arment les principaux massifs de Moskenesøy et de l'ouest de Langøy, en sont pratiquement dépourvues (teneurs de 0 à 3%), à l'exception de quelques bandes de gneiss intercalés dans les roches de Moskenesøy et des gneiss quartz-monzodioritiques ou charnockitiques qui affleurent dans les massifs d'Utskår (éch.441 : 14%) et du Veggefjell (éch.448 et 449 : 36 et 26%), sur Langøy. Les principaux constituants de ces roches sont des *feldspaths*, essentiellement du feldspath potassique perthitique ou microperthitique, voire des mésoperthites. Mais il existe également des

gneiss où le plagioclase (oligoclase) est libre, et prédominant (massifs d'Utskår et de Vikan, éch.441 et 403 : 55 et 45%; la première de ces roches renferme également 14% de quartz); il en est de même pour les gneiss dioritiques ou monzonitiques à andésine localement présents sur Moskenesøy et Mosken : Green et Jorde, 1971). En fait, ces gneiss sont peu représentés, et une des raisons de la forte résistance de la plus grande partie des migmatites tient certainement à la faible représentation des roches renfermant des plagioclases calciques libres. La part des *ferromagnésiens* est variable; parmi eux, la biotite, autre facteur de faiblesse potentielle par son aptitude à l'hydrolyse et par le comportement de ses minéraux d'altération (Biro, 1968), est rare ou absente dans les migmatites de Langøy, plus abondante dans les gneiss monzodioritiques de Moskenesøy (9 à 13% : éch.135,136 et 330). Ces teneurs ne semblent cependant pas avoir une grande influence sur la résistance de ces roches, puisqu'elles constituent certains des massifs les plus élevés de Moskenesøy (environs de Reine). Mais ce sont généralement les pyroxènes (orthopyroxènes surtout) qui prédominent, avec des teneurs de 10 à 15% et plus; potentiellement plus altérables encore que la biotite, ils ne semblent cependant pas constituer dans le cas présent un véritable facteur de faiblesse, et l'on peut d'ailleurs constater que des migmatites comme celles du Veggefjell, qui sont dépourvues de ferromagnésiens (éch.448 et 449) donnent des reliefs moins vigoureux que les roches plus basiques de Moskenesøy.

Les corrélations entre la composition et le comportement vis à vis de l'érosion différentielle ne sont guère plus satisfaisantes en ce qui concerne les *intrusions mangéritiques* intactes ou peu métamorphisées qui donnent, en dehors de Moskenesøy et de Langøy les reliefs les plus élevés de la région. Comme dans le cas précédent, il s'agit généralement de roches dont la composition intermédiaire ($SiO_2 = 57$ à 61% : Malm et Ormaasen, 1978) s'accompagne de l'absence ou de la grande rareté du quartz, à l'exception des corps mangéritiques acides et charnockitiques présents dans le sud de Flakstadøy (Sund), d'Austvågøy (Vågekallen) et en quelques points de la région de Hamarøy ($SiO_2 = 64$ à 75%). Si les charnockites du sud-ouest d'Austvågøy assez riches en quartz (22 à 27%) sont très bien mises

en valeur par rapport aux gneiss voisins sous la forme d'un des plus vigoureux massifs montagneux de la région, il n'en est pas de même pour le corps de charnockite de Flakstadøy (jusqu'à 22% de quartz) et pour les mangérites acides d'Austvågøy (6 à 10% de quartz), dont le comportement ne diffère guère de celui des autres roches mangéritiques. Celles-ci sont principalement composées de feldspath (75 à 93%), le microcline étant en général plus abondant que le plagioclase (de 35 à 65% et plus contre 20 à 45% selon Malm et Ormaasen, 1978), mais les deux minéraux sont généralement associés en perthites ou en microperthites et présentent des figures d'exsolution variées; les proportions sont telles que l'on peut parler de mésoperthites dans de nombreux cas. Le plagioclase seul, albite ou oligoclase ne se trouve généralement qu'en petites quantités, dans la matrice qui enveloppe les mégacristsaux perthitiques, où à la périphérie de ceux de ces grains qui ont subi une granulation (teneurs de 1 à 4%); il ne peut donc pas constituer un réel facteur de faiblesse. Il en est de même pour les ferromagnésiens, clinopyroxènes et orthopyroxènes, dont les teneurs ne dépassent pas 2 à 7% et 2 à 13% respectivement. L'olivine peut apparaître dans quelques massifs (ouest de Hamarøy); la biotite et l'amphibole restent très peu abondantes, avec des teneurs du même ordre que celles des minéraux opaques (de 0 à 2 ou 4%). L'absence de quartz est donc dans une certaine mesure compensée par la pauvreté en minéraux très altérables, et l'on peut voir là aussi une des causes de la bonne résistance des mangérites indemnes de transformations postérieures à la cristallisation.

Les paragneiss svécofenniens ne rejoignent que rarement ces roches au sommet de l'échelle de résistance, et ils le doivent parfois à leur position sur la marge ou au sein (écrans) de plutons mangéritiques en relief (Flakstadøy). Mais les gneiss de faciès granulite de l'ouest d'Austvågøy constituent à eux seuls d'importants massifs montagneux; il s'agit de gneiss relativement acides ($\text{SiO}_2 = 63,4\%$ en moyenne; Griffin et al, 1978) où le quartz peut être abondant (jusqu'à 40%) mais où les feldspaths sont tantôt représentés par des perthites (éch.765), tantôt par du plagioclase, la part des ferromagnésiens restant toujours très faible. Les conditions minéralogiques de la résistance de ces roches ne sont donc pas pleinement

établies, d'autant plus qu'il s'agit d'une partie de l'archipel où nos investigations sont restées assez peu détaillées. On constatera d'ailleurs que la richesse en plagioclases, même calciques, n'empêche pas certaines autres roches, d'origine plutonique cette fois, de figurer également au sommet de l'échelle de résistance, puisqu'une partie de l'intrusion gabbroïque de Selvåg, sur Langøy, arme un massif élevé, avec des teneurs atteignant jusqu'à 90% (An 45-75 : Heier, 1960; voir aussi éch.417), les ferromagnésiens étant représentés essentiellement par de l'olivine, de l'orthopyroxène (bronzite) et du clinopyroxène (augite), en principe aisément altérables eux aussi.

Bien qu'elle puisse expliquer la résistance de certains volumes, la composition minéralogique ne suffit pas à elle seule à expliquer une échelle de résistance dépendant en grande partie de l'altérabilité différentielle des roches. Le problème se pose avec encore plus d'acuité dans la région du Sogn-Jotun, où le sommet de l'échelle est occupé par deux ensembles lithologiques qui, bien que très différents, ne se signalent pas par une particulière richesse en minéraux rebelles à l'altération. Les gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun, assez pauvres en silice (51,9% en moyenne pour le corps principal, 53% pour les gneiss du Svartdal) et de composition calco-alcaline, ne renferment généralement pas de quartz, à l'exception de quelques bancs charnockitiques (éch.890) et de mangérites ou de jotunités, où la teneur reste de toute façon inférieure à 10%. Parmi les feldspaths, le plagioclase (andésine surtout) est prédominant dans la moitié des échantillons, surtout dans ceux qui sont riches en ferromagnésiens (à l'exception de rares passées anorthositiques). Dans les types plus leucocrates, il existe fréquemment une proportion plus ou moins importante de feldspath potassique, sous la forme de grains de microcline, et surtout de perthites ou de mésoperthites fréquemment groupées en mosaïques avec les plagioclases. Il n'existe cependant aucune corrélation systématique entre les teneurs des différents feldspaths et la position topographique des roches analysées (sommets, lambeaux de hauts plateaux, vallées). Les variations sont d'ailleurs fréquentes aux échelles métriques, décimétriques et même centimétriques, ce qui contribue à expliquer

cette situation. Il en est de même pour les teneurs en *ferromagnésiens*, qui constituent fréquemment 40% et plus du volume de la roche; la prédominance de pyroxènes par rapport aux biotites et aux amphiboles (ces dernières généralement secondaires) semble là encore devoir constituer théoriquement un élément de faiblesse. En fait, il n'en est rien, et c'est également ce que l'on peut constater avec la situation fréquemment culminante de nombreux corps de péridotites et de pyroxénites (orthopyroxénites surtout), y compris là où d'importantes largeurs d'affleurement, de l'ordre de la centaine de mètres et plus, auraient pu permettre la constitution de dépressions d'altération différentielle; de tels phénomènes n'ont pu être observés qu'à la périphérie du Jotunheim, là où des pyroxénites ont été amphibolitisées (et fortement laminées : Berdalsbandet, éch.215). On retrouve des problèmes du même ordre avec la résistance de quelques petits bastions anorthositiques et mangéritiques du massif du Sogn, au sud du Sognefjord (ces roches étant mises en relief, il est vrai, par rapport aux niveaux mylonitisés et aux roches métasédimentaires qui reposent à la base de la nappe et sous elle).

Ce sont *des roches plus acides* qui constituent les autres bastions culminants du Sogn-Jotun, aussi bien dans la partie SE de la nappe du Jotun où la lame du Vennisfjell (Heim et al, 1978) est en grande partie de composition granitique, que dans le massif du Jostedal, à l'intérieur des Gneiss de l'ouest. Les analyses modales effectuées dans les gneiss ocellés et les granito-gneiss leucocrates ou à tendance mésocrate du complexe du Jostedal, au sein des plus hauts massifs (Jostedal, Hestbrepiggan) montrent des teneurs en quartz de 10 à 25% et plus (45% exceptionnellement), tandis que les feldspaths constituent généralement une fraction très importante de ces roches (microcline : 9 à 35%; plagioclase : 7 à 21%). Les teneurs en biotite sont fort variables. Des gneiss riches en mica noir (jusqu'à 28%, avec des lits micacés épais) peuvent affleurer parmi les autres orthogneiss au sein des massifs culminants (Hestbrepiggan : éch.934), mais ce sont des ensembles lithologiques analogues qui, dans le Breheim, sont tronqués par des éléments de la surface principale du Sogn, au pied de petits bastions morcelés.

A l'exception du complexe orthogneissique du Jostedal, ce sont

donc des roches sous-saturées ou pauvres en quartz qui occupent le haut de l'échelle de résistance dans les deux régions étudiées. Parmi elles prédominent les roches leucocrates ou mésocrates, où les feldspaths constituent la phase minérale principale. On doit donc s'interroger sur le rôle de ces minéraux dans la position de ces roches au sommet de l'échelle de résistance. Dans l'échelle de Goldich, les feldspaths potassiques succèdent immédiatement au quartz par ordre de résistance décroissante, tandis que les plagioclases sont beaucoup plus altérables, surtout avec une teneur croissante en Ca (Muxart et Birot, 1977; Birot, 1981). Or, la proportion de feldspath potassique est loin d'être toujours prédominante dans les roches considérées, tout au moins lorsque l'on considère les chiffres globaux. On remarquera simplement la rareté des roches essentiellement plagioclasiques (gabbros, anorthosites) en tant qu'éléments principaux de l'ossature des massifs culminants : à l'exception du massif de Selvåg, pourtant riche en plagioclase calcique (60 à 71%, An₄₀₋₅₂), elles y sont le plus souvent associées sous la forme de lits ou de passées irrégulières à des roches plus riches en feldspath potassique (gneiss à pyroxènes du Jotun). Ailleurs, il faut considérer en fait la proportion de plagioclases individualisées au sein de la roche; en effet, dans tous les massifs étudiés ici, et qui correspondent à des corps dont la cristallisation a suivi un passage par des conditions de haute température et de haute pression (cf. supra, livre I), une partie importante de la fraction feldspathique a préalablement connu une cristallisation hypersolvus, puis un processus d'exsolution responsable de la formation de perthites, de microperthites, de mésoperthites aux figures d'exsolution variées (Emmett, 1982) et de plagioclases antiperthitiques. Nous avons déjà suggéré qu'un important facteur de résistance réside dans cette disposition. La résistance relative de roches où le plagioclase — fréquemment de type oligoclase — est surtout présent dans des perthites ou des mésoperthites a été remarquée dans d'autres régions, dans des environnements peu différents de ceux que nous considérons ici (Rogaland, dans le sud de la Norvège : P. Michot, comm. pers. orale, 1979; White Mountains, en Nouvelle Angleterre : Birot et al, 1983). A notre connaissance le phénomène reste relativement mal expliqué, mais il semble que l'existence d'un véritable squelette de feldspath potassique

résistant autour des lamelles ou des plages d'oligoclase rende par elle-même plus difficile l'accès de l'eau à ce minéral, et aussi les conditions même de la désagrégation. En effet, l'association des deux feldspaths sous la forme de perthites s'accompagne probablement, comme l'ont remarqué Birot et al (1983) de liens beaucoup plus forts que ceux qui unissent des cristaux individuels de plagioclase et de feldspath potassique au niveau des joints intergranulaires (et au contact desquels se sont produits des déséquilibres, comme le montre la présence fréquente de myrmékites) ou de plagioclase et de quartz. Il s'agit cependant d'une interprétation conjecturale, étant donnée l'absence, soulignée par Birot et al (1983), de données sur les énergies de surface au contact de deux cristaux; seule l'observation, a contrario, de la faiblesse des roches de composition globale voisine mais à plagioclases individualisés par suite d'un métamorphisme rétrograde, peut-être considérée comme un élément de confirmation (cf. infra, p. 1402). En tout état de cause, les facteurs envisagés ici sont ceux d'une résistance à l'arénisation dans les conditions d'une altération ménagée, telle que celle qui peut se produire dans les environnements des moyennes latitudes ou des régions chaudes à saisons alternées (Birot, 1981), plus que ceux de la résistance à une hydrolyse et à une argilisation puissantes. Vis à vis de ce dernier type d'attaque, qui vient à bout de tous les feldspaths, on ne peut guère envisager en effet que des différences de comportement liées aux proportions globales des différents feldspaths à l'intérieur de la roche ou à l'intérieur des associations perthitiques et antiperthitiques, sans que ce type de disposition intervienne. Cette remarque est importante pour la compréhension des modalités de l'individualisation morphologique des massifs concernés.

La résistance de certaines *roches basiques riches en minéraux ferromagnésiens* et celle des *roches ultrabasiques* ne posent pas moins de problèmes. Les cas recensés dans les régions étudiées sont certes très minoritaires (roches ultrabasiques du Jotunheim), mais ils sont significatifs, car ils reflètent une situation assez fréquente dans les Calédonides scandinaves. Un certain nombre de massifs culminants correspondent en effet à des roches de ce type amphibolitiques (nappe de Seve, dans les massifs montagneux de Laponie

suédoise : Rudberg, 1954; Corbel, 1967), gabbroïques (Alpes de Lyngen et Raïsdudoddar Halde, dans le Troms : O.Holtedah1, 1960) ou ultrabasiques (massif du Sulitjelma, et surtout les gabbros et dunites de la province ignée de Seiland, qui arment les principaux bastions du NE des Calédonides, au-dessus d'une vaste surface d'aplanissement que nous avons baptisée surface de Porsanger dans un rapport de mission resté inédit - 1981). Des corps ultrabasiques de petites dimensions sont également mis systématiquement en relief au sein des gneiss de l'Ouest, à proximité de l'Ottadal, et plus au nord au sein des métasédiments du complexe de Trondheim, dans la région de Lesja, sur les plateaux comme dans les vallées. Nous avons déjà mentionné la forte altération superficielle de ces roches, avec leurs teintes rougeâtres ou brunâtres. Nous l'avons vérifiée en dehors des régions étudiées, en particulier sur les dunites du Nordre Bummansfjord (Seiland, Vest Finnmark), où la formation d'une pellicule altérée mince (2 à 3 mm) et brutalement interrompue en profondeur est associée à la mise en relief des plagioclases issus des gabbros que l'intrusion a "digérés" lors de sa mise en place. Il s'y ajoute même, dans les creux du haut plateau raclé qui arase ces roches, une désagrégation en sable grossier peu épais (quelques cm) avec des fragments de plagioclases mêlés aux particules d'olivine déstabilisées, pulvérisées et enduites d'hydroxyde ferrique. Avec ces observations, on détient les données du problème que pose la position des roches ultrabasiques dans le relief : leur composition les rend très sensibles à l'altération, conformément à ce que suggère l'échelle de Goldich, et même dans les conditions fraîches ou froides actuelles, mais à l'exception des rares cas de désagrégation granulaire observés sur Seiland (et ils l'ont été dans des fonds de couloirs de fractures où des apports depuis les croupes voisines ont sans doute exagéré l'épaisseur des sables), il semble que cette altération soit très rapidement bloquée en profondeur, ce dont la composition ne suffit pas à rendre compte (à moins que, selon la suggestion de P.Birot, 1968, une altération puissante de ces roches ne produise rapidement des argiles susceptibles de bloquer la pénétration de l'eau et l'altération). En outre, là aussi, la mise en relief s'est fréquemment effectuée par rapport à des roches dont les facteurs de faiblesse vis à vis d'actions multiples, apparaissent nombreux.

Le facteur composition minéralogique ne rend donc compte que très imparfaitement de la résistance des roches qui occupent le sommet des échelles de résistance, ce qui rejoint les observations effectuées dans de nombreuses régions de socle (Biro, 1981; Lageat, 1978). Il est donc nécessaire, avant de considérer le caractère très relatif de cette résistance, de poursuivre l'examen des facteurs structuraux "intrinsèques" qui sont susceptibles de l'expliquer. Parmi ceux-ci, les caractères micro-structuraux et les possibilités de pénétration de l'eau à l'intérieur des roches et des cristaux qui les composent, paraissent déterminants.

b. microtextures, porosité et perméabilité

L'architecture intime des roches — arrangement, taille et relations mutuelles des cristaux, présence de pores ou de fissures où l'eau est susceptible de circuler — conditionne les possibilités d'action des fluides sur les minéraux, et les possibilités de désagrégation. Ces caractéristiques sont liées à la composition minéralogiques, aux conditions de la cristallisation, ainsi qu'aux contraintes subies en cours de cristallisation et ultérieurement. Les possibilités de pénétration et de circulation de l'eau dans les roches, ainsi que l'importance des surfaces de contact entre l'eau et les minéraux, sont liées à l'existence des systèmes de pores, de microfissures et de microfractures, dont on peut étudier la forme, la distribution et le degré d'ouverture au moyen de la microscopie, optique ou électronique, ainsi que le volume global et les dimensions, au moyen de la porosimétrie et de l'auscultation dynamique par les ultrasons (Lageat, 1981). Les mesures de perméabilité, telles que celles qui ont pu être réalisées dans le cadre de ce travail au moyen du perméamètre Berneix du Laboratoire de Géographie Physique (L.A 141) permettent en principe de se faire une idée de la circulation effective de l'eau dans les roches concernées, si toutefois les pressions utilisées (100 bars) n'ouvrent pas à la circulation des réseaux de fissures normalement fermés à la circulation d'eau météorique, ce qui semble bien être le cas (Lageat, 1981). Mais les diverses méthodes d'étude de la porosité globale ne permettent généralement pas de distinguer les vides où la circulation est possible de ceux qui autorisent simplement un stockage de fluides, ni le de-

gré d'interconnexion de ces discontinuités; les seules exceptions concernent la porosimétrie au mercure, qui permet la distinction entre microporosité (pores de 150 \AA à $7 \mu\text{m}$, a priori peu influents sur les conditions de l'altération) et macroporosité (pores de 7 à $92 \mu\text{m}$, sans doute plus utilisables). La question d'une correspondance au moins partielle entre cette macroporosité et la porosité de fissures, plus significative vis à vis de l'altérabilité et mesurable par auscultation dynamique (Lageat, 1981) reste posée et fera l'objet de travaux ultérieurs. Nous avons cependant déjà pu montrer, dans les montagnes de Flakstadøy, que la macroporosité peut être un peu mieux corrélée avec l'expression morphologique que la microporosité (Peulvast, 1977a). Nous ne disposons cependant que de séries limitées de mesures de porosité au mercure, et beaucoup des chiffres utilisés ici sont ceux des mesures réalisées par absorption d'eau sous un vide effectué grâce à une pompe à palettes, au Centre de Géomorphologie de Caen. Jointes à un examen des lames minces rendu souvent peu significatif par la difficulté de distinguer les fissures interconnectées de celles qui ne le sont pas, de telles données ne peuvent avoir qu'une valeur indicative. Elles doivent être utilisées en liaison avec d'autres observations, en particulier celles qui portent sur les possibilités de désagrégation liées aux relations intercrystallines (problèmes de texture, à défaut de données sur les liens réels entre les cristaux) et l'arrangement même des minéraux (en particulier l'existence de lits ou de traînées continues de minéraux sensibles, susceptibles de faciliter la propagation des phénomènes d'altération et le délitage). A cet égard, on peut rappeler qu'il existe au sein des massifs culminants deux grands types de roches caractérisés par des évolutions et des textures bien différentes et qui par conséquent ne sont pas tout à fait comparables. Il s'agit d'une part de roches ignées, grenues, généralement non orientées, et d'autre part de roches métamorphiques plus ou moins nettement orientées.

Les roches ignées à texture grenue préservée sont peu abondantes dans les régions étudiées, mais elles constituent une part appréciable des massifs culminants de la région des Lofoten-Vesterålen avec les grandes intrusions mangéritiques et quelques intrusions ba-

siques. Bien que pour les premières nous ayons évoqué le rôle probable de l'association largement prédominante des feldspaths potassique et calcosodique sous la forme de perthites ou de mésoperthites, nous devons remarquer ici que seules certaines de ces intrusions ou certaines parties d'entre elles sont en relief, et dès la présentation morphostructurale, ce fait a pu être mis en relation avec l'existence au sein des corps intrusifs de zones de broyage et de cataclase tardimagmatiques, qui ont été particulièrement sensibles par la suite au métamorphisme rétrograde svéco-norvégien. A l'exception d'étroites bandes écrasées et orientées que nous avons identifiées dans les massifs d'Eggum et de Kvalnes, sur Vestvågøy, les massifs montagneux mangéritiques correspondent aux intrusions ou aux parties d'intrusions restées intactes ou peu touchées par ces phénomènes ; des dispositions d'origine magmatique, telles que des textures de cumulats ou des litages rythmiques ont pu y être identifiées, surtout dans les variétés les moins acides (cf. supra, chapitre I).

Les roches sont grenues, généralement à gros grain (jusqu'à 2 ou 3 cm), équantes ou plus fréquemment porphyriques ("monzonites porphyroblastiques des Lofoten" : Heier, 1960), les mégacristaux correspondant aux mésoperthites, et plus rarement à des perthites ou à des plagioclases (ce dernier cas est signalé par Malm et Ormaasen, 1978, mais nous ne l'avons pas identifié dans nos échantillons). Ils sont le plus souvent xénomorphes, et parfois sub-automorphes dans quelques passées présentant des textures en mésocumulats (Bard, 1980; fig.223). Les plagioclases, les quelques grains de quartz, ainsi que les ferromagnésiens occupent les interstices entre ces cristaux ailleurs jointifs et bien engrenés; la texture en mésocumulat ou en ad-cumulat, prédominante parmi ces roches, sauf dans les charnockites, se traduit donc par un isolement des nids ou paquets où se regroupent les minéraux sensibles à l'altération (fig.223).

La cristallisation des magmas anhydres ou très pauvres en eau qui ont donné naissance à ces roches explique l'absence ou la faible abondance des inclusions fluides et des pores. Il faut cependant remarquer que très rares sont celles qui ont complètement échappé à la cataclase tardimagmatique. En effet, la plupart des échantillons prélevés dans les massifs mangéritiques montrent des textures grenues

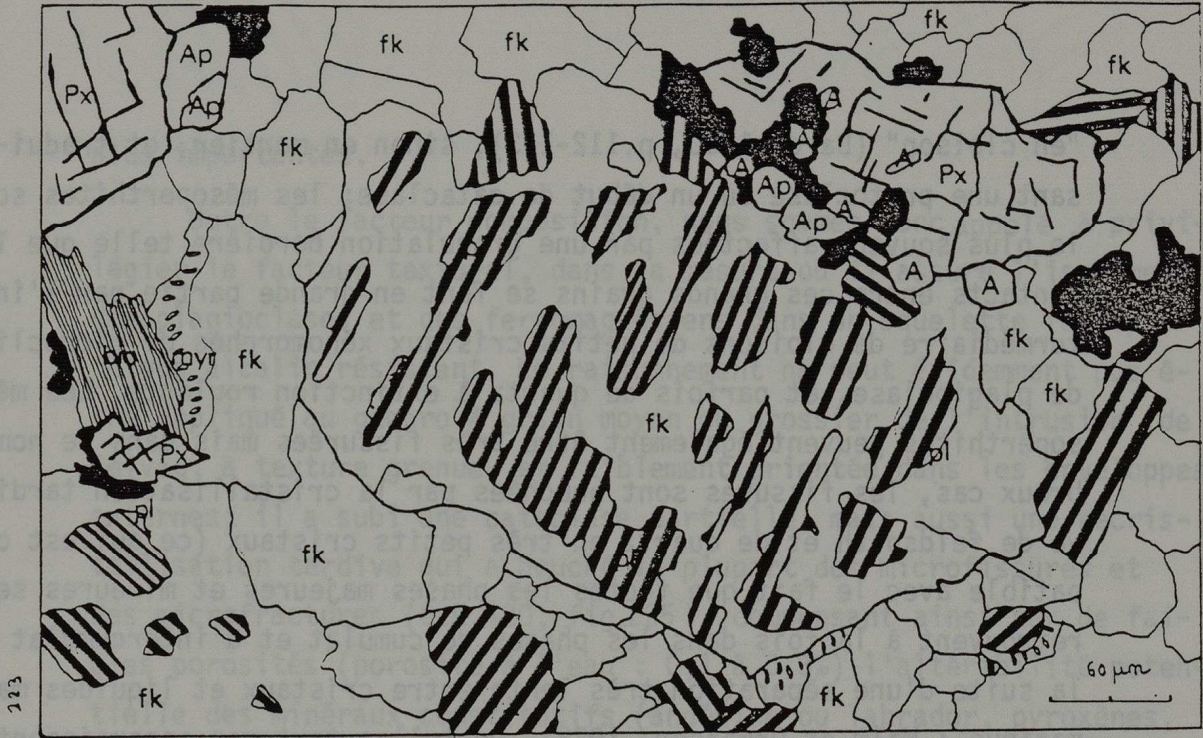


Figure 223. Mangérite à texture porphyrique, du massif du Skottind (Vestvågøy, éch. 718). Dessin d'après lame mince (M.T. Ménager). Fk : mésoperthites ; Pl : plagioclase ; Px : pyroxène ; Ap : apatite. Plagioclases englobés dans le feldspath potassique (texture monzonitique).

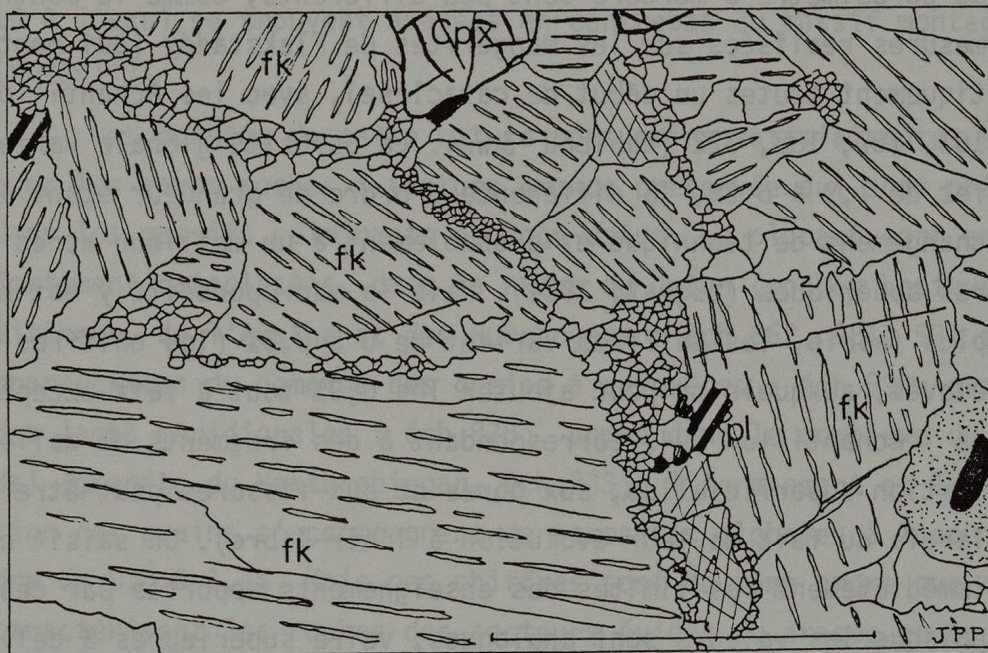


Figure 224. Mangérite cataclasée, de l'échine des Meiene (entrée N du tunnel, Vestvågøy, éch. 585). Dessin d'après lame mince.

Fk : mésoperthites ; Pl : plagioclase ; Q : quartz ; Epx : clinopyroxènes ; A : amphibole ; O : opaques.

Aux fissures scellées par la cristallisation secondaire de mosaïques de petits cristaux de feldspath, ou d'amphibole, s'ajoutent des fissures ouvertes qui peuvent contribuer à expliquer la porosité assez élevée (2,2 %).

"en cloison" (Bard, 1980, p.112-113), sinon en mortier, et traduisant une protoclase ou un début de cataclase; les mésoperthites sont le plus souvent affectées par une granulation bordière telle que les contacts entre ces grands grains se font en grande partie par l'intermédiaire de cloisons de petits cristaux xénomorphes de microcline, de plagioclase, et parfois de quartz à extinction roulante. Les mésoperthites peuvent également être très fissurées mais dans de nombreux cas, les fissures sont bouchées par la cristallisation tardive de feldspath et de quartz en très petits cristaux (ce qui est compatible avec le fait que toutes les phases majeures et mineures se retrouvent à la fois dans les phases de cumulat et d'intercumulat à la suite d'une séparation très lente entre cristaux et liquides magmatique : Malm et Ormaasen, 1978). De telles textures apparaissent sur la figure 224. Elles se traduisent cependant par des porosités assez voisines de celles des mangérites indemnes de cataclase (éch. 453, 718, non cataclasés : porosité à l'eau = 0,9 et 1,80%; éch. 345 et 693, avec début de cataclase : 0,5 et 1,7%). Les chiffres obtenus au porosimètre à mercure sont peu différents, comme le montrent les mesures réalisées sur les mangérites de Flakstadøy (qui montrent pratiquement toutes un début de cataclase), avec les échantillons 155, 161, 167, 188, 322 (tableau ann.). La porosité globale varie en effet de 1,9 à 5,2%, la différence d'ordre de grandeur étant liée au changement de technique et probablement à un meilleur accès aux pores sphériques (Lageat, 1981). Mais la macroporosité y est beaucoup plus faible, les chiffres variant de 0 à 0,6% (les chiffres les plus élevés, auxquels on peut ajouter les 0,9% tout à fait exceptionnels de l'échantillon 194, correspondant à des fragments de dalles d'exfoliation superficielles, aux pores et aux fissures peut-être déjà élargis du fait de leur évolution à l'air libre). On saisit cependant immédiatement les limites des enseignements apportés par ces mesures, puisque les valeurs sont analogues, voire supérieures à celles qu'ont fournies les échantillons prélevés dans les dépressions voisines (cf. supra). Seule la mesure de perméabilité effectuée sur une mangérite du massif axial, prélevée dans le flanc est du Vestfjord (éch. 322 : $4,5 \cdot 10^{-10}$ millidarcy en régime convergent, $8 \cdot 10^{-11}$ en régime divergent) paraît plus satisfaisante, mais elle ne nous autorise pas à en tirer une règle générale, en attendant des séries

plus importantes.

Outre le facteur composition, nous sommes donc appelé à privilégier le facteur textural, dans la mesure où il assure l'isolement des plagioclases et des ferromagnésiens dans un squelette feldspathique alcalin résistant. Le raisonnement ne peut évidemment pas être appliqué au gabbro à grain moyen ou grossier de l'intrusion de Selvåg, à texture grenue, et faiblement orientée dans les enveloppes externes; il a subi une cataclase partielle, mais aussi une recristallisation tardive qui a bouché la plupart des microfissures et des microfractures (éch.420, fig.225), compensant ainsi par de faibles porosités (porosité à l'eau : 0,1 à 0,3%) l'altérabilité potentielle des minéraux constitutifs (andésine ou labrador, pyroxènes, olivine). Cependant, ce facteur n'est sans doute pas suffisant, car dans cette roche peu homogène où alternent de véritables bancs inégalement riches en plagioclases et en pyroxènes, des passées à texture grenue localement sub-ophitique, probablement de type mésocumulat, non cataclasées et très peu poreuses (éch.421 : 0,1% de porosité à l'eau) se trouvent arasées en contrebas du massif montagneux (Bufjell).

Les données de cette nature sont moins satisfaisantes encore pour les rares roches à texture grenue préservée qui sont présentes dans les massifs culminants du Sogn-Jotun. La plupart sont en effet fortement cataclasées, dans la nappe du Jotun (roches basiques du Bitihorn, de l'Austhø et des Hurrungane : éch.862, 921, 931 et 932; charnockites du domaine des gneiss à pyroxènes : éch.890; granites des lames méridionales : éch.878), comme dans le complexe du Jostedal (granite du Hestbrepiggan, éch.933); l'écrasement et la fissuration des grains s'accompagnent de porosités globales à l'eau de l'ordre de 0,6 à 1,4%. Mais ces chiffres sont du même ordre que ceux qui caractérisent les roches des secteurs évidés ou arasés en contrebas, sauf lorsque la cataclase s'est produite à haute température (Battey et Mc Richtie, 1975) et a été suivie d'un phénomène de recuit aboutissant à des configurations intergranulaires à points triples, très stables (orthopyroxénites du Koldedal, éch.900 : 0,1% de porosité à l'eau; fig.226; voir aussi Bard, 1980, p.18). L'extraordinaire compacité de ces roches très denses, qui traduit cette texture explique

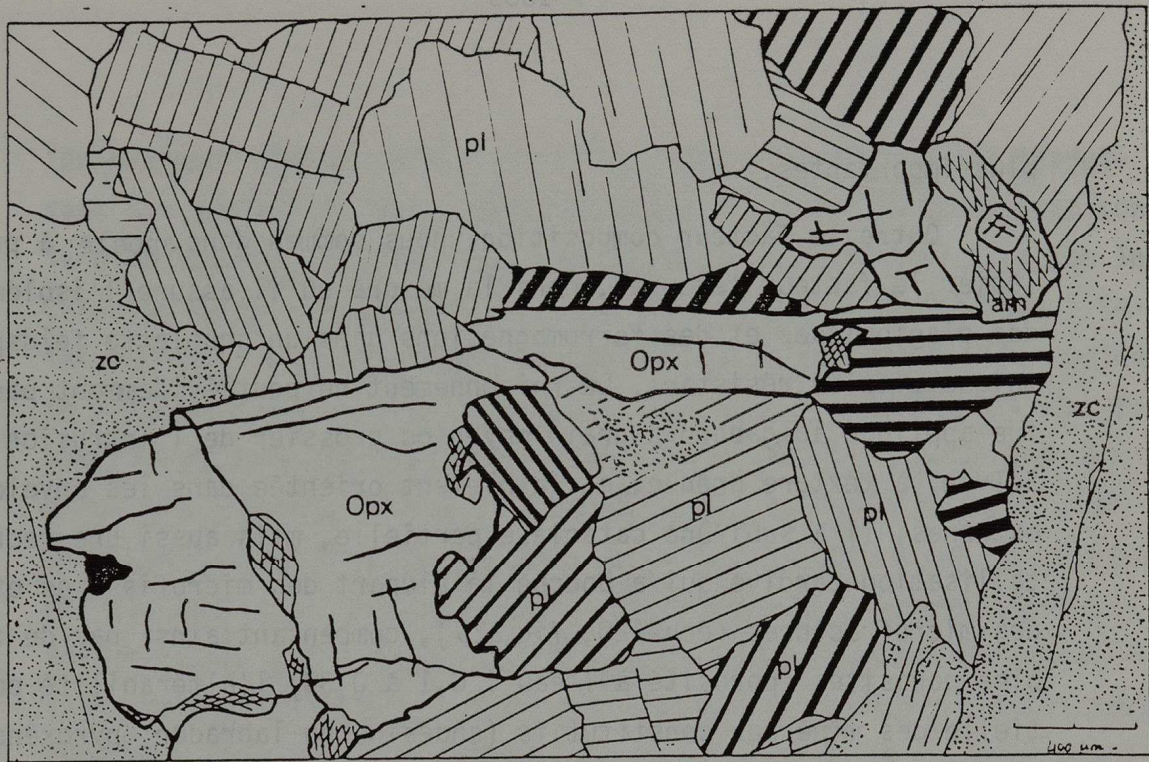


Figure 225. Gabbro partiellement cataclasé, affecté par un début de métamorphisme rétrograde (Buffell, Langøy ; éch. 420). Dessin d'après lame mince (M.T. Ménager). Opx : Orthopyroxène ; a : amphibole verte ; pl : plagioclase ; zc : zones cryptocristallisées ; op : opaques. Amphibolitisation au bord et le long des fissures des Opx.

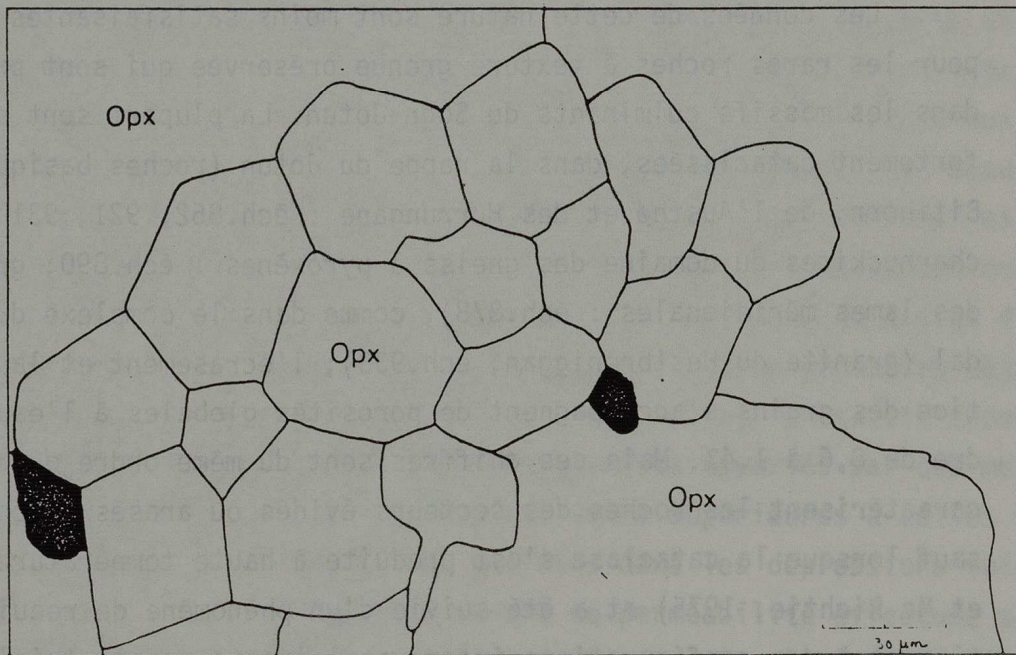


Figure 226. Orthopyroxénite à texture de recuit. Urdadal (éch. 900). Dessin d'après lame mince (M.T. Ménager).

sans doute la faible profondeur de l'altération, malgré la sensibilité des constituants à la déstabilisation et à l'hydrolyse. Mais ailleurs, on est frappé par la discrétion ou l'absence de facteurs susceptibles d'expliquer une particulière résistance à l'altération, et là encore, la position dans le relief ne peut être comprise que par comparaison avec les roches plus fragiles qui entourent celles-ci.

La même observation vaut pour *les roches métamorphiques* plus ou moins nettement orientées qui constituent le reste des bastions culminants. L'existence d'une foliation traduisant un litage compositionnel et/ou granulométrique ou encore une orientation préférentielle de minéraux ou d'agrégats polycristallins, tend à faciliter l'extension de l'altération dans la mesure où les minéraux fragiles sont disposés en lits ou en traînées dotés d'une certaine continuité, et où l'apparition d'une schistosité de flux peut préparer une désagrégation systématique le long de certaines faces cristallines alignées (minéraux phylliteux surtout). Ainsi, les roches métamorphiques qui constituent une partie des massifs montagneux des Lofoten-Vesterålen ne montrent en général qu'une foliation peu marquée, inégale, accompagnée de litage irrégulier. Il s'agit surtout, en effet de migmatites à texture tantôt grenue à tendance équante et granoblastique (éch. 403, 448), tantôt porphyroblastique (éch. 441, 449; la plupart des gneiss monzonitiques de Moskenesøy : Green et Jorde, 1971), où les grains et porphyroblastes bien engrenés de mésoperthite forment un squelette résistant, comme dans les mangérites dont ces roches sont minéralogiquement proches (fig.227). La foliation y reste généralement fruste, et si l'on y observe des agrégats allongés de pyroxènes pris entre les gros cristaux de mésoperthite, ceux-ci restent discontinus et leur existence ne s'accompagne d'aucun délitage préférentiel (l'absence de biotite y concourt également). Les phénomènes de cataclase y sont peu importants ou absents, et la porosité globale à l'eau reste assez faible (0,7 à 0,9%, c'est à dire un peu moins que dans les mangérites où la cataclase est plus fréquente). Certains des paragneiss svécofenniens présents dans les massifs montagneux présentent des caractéristiques comparables (gneiss méla-monzonitique du Festhæl, sur Moskenesøy, éch. 136; gneiss monzodioritiques du massif du Stortind, sur Flakstadøy : éch. 160).

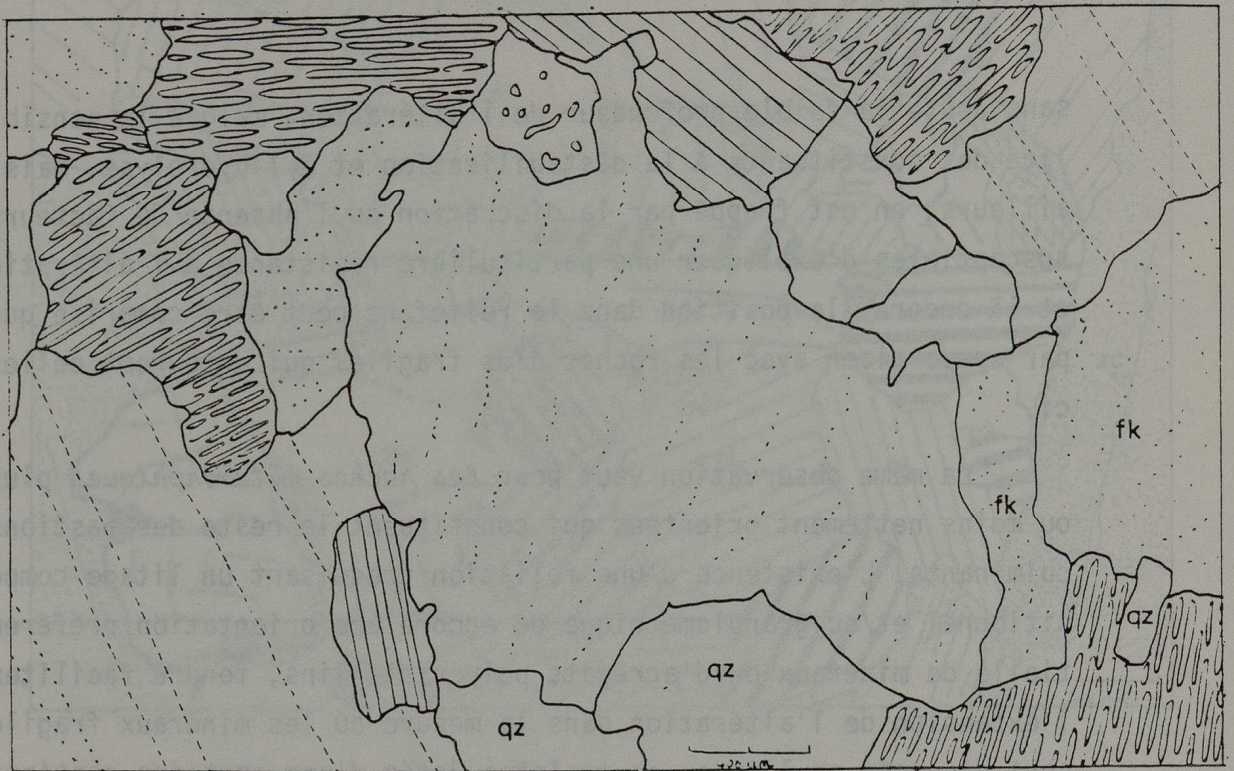


Figure 227. Migmatite charnockitique du Veggefjell (Langøy, éch. 449), à texture porphyroblastique.

Dessin d'après lame mince (M.T. Ménager). Fk : perthitiques et mésoperthitiques ; Qz à extinction roulante ; Pl avec myrmékites.

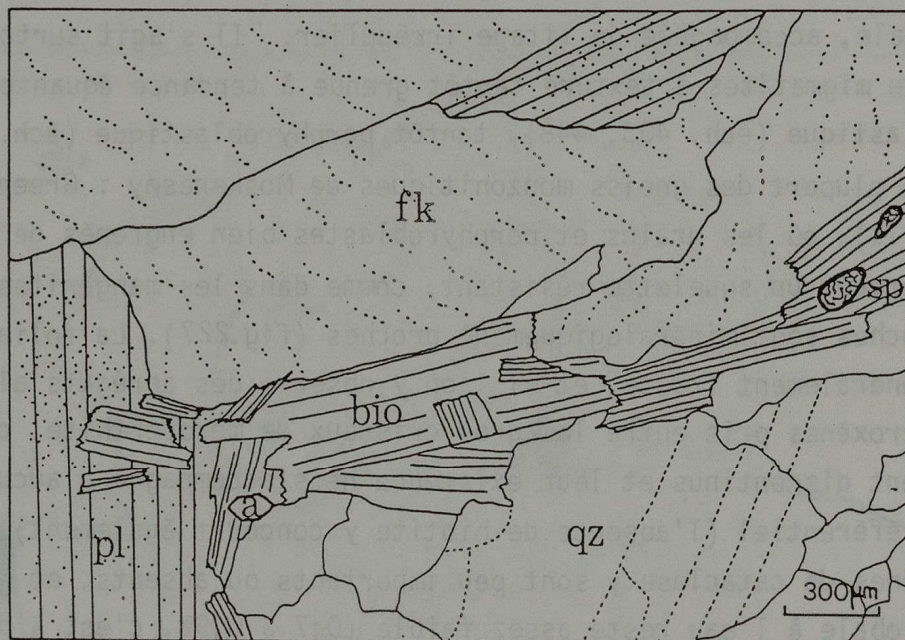


Figure 228. Gneiss ocellé à texture porphyroblastique de l'Austerdal (éch. 910).

Dessin d'après lame mince (M.T. Ménager). qz : quartz ; fk : feldspath potassique perthitique ; pl : plagioclase séricitisé ; bio : biotite ; a : apatite ; sp : sphène.

On note une remarquable convergence entre ces caractères et ceux de la plupart des gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun, où la foliation, souvent grossière, ne correspond jamais à de véritables litages, mais à la ségrégation des ferromagnésiens en traînées et en aiguilles discontinues qui donnent un aspect tacheté aux roches (ph.108). Les orthoses ou les mésoperthites en sont séparées par des bandes plagioclasiques lorsque les deux feldspaths sont présents, mais dans les mosaïques de plagioclase et d'orthose, celle-ci constitue des cloisons entre les plagioclases qu'elle peut également pénétrer. Dans les variétés porphyroblastiques, les grands porphyroblastes de mésoperthite sont en général au centre des bandes feldspathiques, entre les traînées d'amas ferromagnésiens. De cette façon, les feldspaths potassiques constituent une sorte de squelette plus ou moins continu qui provoque toujours un isolement relatif des minéraux altérables, concourant ainsi avec la fréquence des associations perthitiques à expliquer la résistance de ces roches. Celles-ci sont cependant fréquemment touchées par la cataclase, suivie de recristallisation (dans les conditions des faciès granulite ou amphibolite) ou non (cataclase associée aux mouvements calédoniens, avec des fissures incomplètement scellées) : c'est justement à cette dernière qu'échappent les parties centrales et supérieures du massif, celles qui sont restées en relief. Les porosités, quant à elles, semblent être assez faibles (éch.898, 901 : 0,8 et 0,3%), mais le nombre restreint de mesures, dû au fait que la convergence des facteurs de faiblesse des unités voisines suffit en grande partie à expliquer leur mise en relief, ne nous permet pas d'être très affirmatif sur ce fait.

Les relations entre les microtextures et la position dans le relief sont plus difficiles à interpréter dans le cas des orthogneiss du complexe du Jostedal, de la même façon qu'elles l'ont été pour les granitoïdes. En effet, dans les gneiss ocellés, comme dans les gneiss à texture granoblastique, les biotites sont généralement disposées en lits relativement continus, tandis que des phénomènes de cataclase largement répandus et suivis d'une recristallisation incomplète se traduisent par une importante fissuration des quartz et

des porphyroblastes mésoperthitiques, les plagioclases étant de leur côté en grande partie séricitisés (fig.228). Les porosités sont un peu plus fortes que dans les cas précédents (éch.910, 911, 934 : 1,6; 0,5 et 1,1% de porosité globale à l'eau, à comparer aux 2,1% des gneiss ocellés du Blärfjell, proches du toit du socle, fortement cataclasés et arasés par la surface principale du Sogn : éch.909), et l'ensemble paraît au total assez sensible à la désagrégation granulaire. On peut d'ailleurs rappeler que ces roches arment des reliefs plus lourds et un peu moins élevés que ceux des gneiss à pyroxènes, et qu'elles ont été en grande partie tronquées par la haute surface d'aplanissement, qui n'a laissé subsister d'importants reliefs résiduels que dans le Jotunheim.

Au total, les corrélations que l'on peut établir entre la composition, les microtextures et une bonne résistance aux agents de l'érosion préglaciaire ne sont que partiellement satisfaisantes, bien qu'il existe plusieurs convergences significatives (par exemple entre la composition, l'association des feldspaths en mésoperthites et les textures de mésocumulats pour certaines mangérites des Lofoten). A ces facteurs s'ajoute dans une partie des cas l'influence positive d'une faible macrodivision.

c. le rôle inégal de la macrodivision.

La macrodivision — réseaux de diaclases, de joints et de fractures — conditionne non seulement la résistance aux actions mécaniques, mais aussi les possibilités de pénétration de l'eau dans les volumes rocheux (Godard, 1965, 1977), et en ce sens, on peut s'attendre à ce que ses inégalités contribuent également à rendre compte de l'érosion différentielle préglaciaire. Nous avons déjà largement fait état des données qui la concernent aussi bien dans le Livre I, où ces constatations n'avaient aucune implication quant aux types de morphogenèse à invoquer — il s'agit en effet d'un facteur qui intervient vis à vis de tous les agents de l'érosion — que dans le Livre II où nous avons vu l'influence très contraignante qu'elle exerce sur la répartition et l'aspect des formes et des modelés portant l'empreinte du froid. Nous ne ferons donc ici que discuter l'existence de corrélations entre les degrés de macrodivision et la ré-

partition des massifs et des bastions dont l'origine préglaciaire a été démontrée.

Les corrélations satisfaisantes ne manquent pas. En effet, la faible macrodivision d'ensemble des migmatites archéennes et de celles des mangérites des Lofoten-Vesterålen qui ont échappé à la tectonisation postérieure à la mise en place, a déjà été soulignée, avec ses conséquences sur le développement des grandes parois à diaclases courbes et le maintien de pics aux formes élancées. Les masses peu ou pas divisées sur plusieurs mètres, voire 10 à 20 m de côté y sont fréquentes et les densités de diaclases subverticales (celles qui offrent le plus de possibilités de pénétration à l'eau), que nous y avons relevées sont généralement les plus faibles au sein des régions étudiées, même compte tenu d'une probable surestimation due au fait que les mesures sur les volumes les moins diaclasés, souvent les moins accessibles, sont sans doute insuffisantes (tableaux); les moyennes des chiffres obtenus, sur 45 mesures, s'établissent à 2,23 diaclases par mètre pour l'ensemble des massifs élevés de l'archipel (2,4 pour les massifs de Vestvågøy, dans l'ensemble plus touchés par la tectonisation svéconorvégienne, et où s'ajoute fréquemment un débitage le long de grands joints parallèles espacés de 20 à 400 cm). Des zones de fractures et des passées plus diaclasées existent au sein de ces massifs, et elles sont parfois le siège d'importants phénomènes d'altération (chapitre V), mais statistiquement, ces roches sont peu divisées. Les paragneiss de faciès granulite qui constituent des massifs élevés dans l'ouest d'Austvågøy présentent également cette caractéristique. Dans les régions du Sogn-Jotun, c'est surtout par leur faible macrodivision que les orthogneiss du Jotedal se distinguent des unités voisines. Aussi bien dans les gneiss ocellés que dans les granites plus ou moins orientés qui en forment une grande partie, la densité de diaclases est fréquemment de l'ordre de 1 par mètre, ce qui se traduit également, nous l'avons vu, par la fréquence des modelés à dalles d'exfoliation dans les vallées (éch. 34, 910, 911, 917). Seuls les gneiss rubanés qui s'y intercalent, et qui se débitent localement le long de joints irrégulièrement espacés, parallèles à la foliation présentent parfois un diaclasage plus important, mais ils paraissent être minoritaires au

sein du haut plateau englacé du Jostedalsbre, si l'on en juge par les affleurements visibles le long des grandes auges et par la composition de la moraine. Le contraste est en tout cas très marqué avec les enveloppes arasées ou excavées, où un feuilletage intense s'ajoute fréquemment à un diaclasage plus serré.

Une faible macrodivision ne suffit cependant pas à assurer aux roches une bonne résistance, et il existe parmi les structures qui ont été arasées ou évidées dès les temps préglaciaires, des volumes particulièrement massifs. Un des meilleurs exemples, déjà analysé en détail dans les chapitres précédents, est celui du plateau oriental de Flakstadøy, façonné aux dépens de roches basiques ne présentant qu'un débit en bancs épais et un diaclasage seulement un peu moins lâche que celui des mangérites (en moyenne 2,75 diaclases sub-verticales par mètre); des volumes sont dépourvus de diaclases sur plusieurs mètres de côté. Un autre, plus significatif encore, est celui que l'on peut tirer des orthogneiss monzonitiques et des mangérites partiellement métamorphisées qui forment les parties basses de Hamarøy, et qui portent certaines des plus épaisses altérites de la région; la densité moyenne de diaclases verticales n'excède pas 1,85 dans cet ensemble qui a subi une recristallisation généralisée au cours de l'orogénèse svéconorvégienne, et elle est l'une des plus basses que nous ayons relevées sur notre terrain. Ce réseau lâche de diaclases, auquel s'ajoutent presque partout des systèmes de diaclases courbes d'exfoliation, et localement un débit en bancs décimétriques ou pluridécimétriques parallèles à la foliation (Buvåg : éch. 517), a donc suffi à faciliter la pénétration de l'eau dans cet ensemble qui doit surtout son altérabilité à sa composition et à ses microtextures (cf. infra, p. 1400).

A l'opposé, la vigoureuse mise en relief des gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun n'est pas liée à une particulière faiblesse de la macrodivision, même si les volumes massifs, se prêtant bien à des phénomènes d'exfoliation dans les versants d'auge, n'en sont pas absents (cf. supra, chapitre V). La densité moyenne des diaclases verticales sur les sites étudiés y est en effet de 2,9 par mètre, donc supérieure à toutes celles que nous avons trouvées dans les autres bastions culminants; nous n'avons d'ailleurs attribué à cette

division, d'origine tectonique et sans aucun rapport avec la foliation des roches, une certaine sensibilité à la macrogélifraction, qui se traduit par l'importance des champs de blocs sur les surfaces sommitales. Mais si la surface de contact des roches avec l'eau est ainsi augmentée, l'action d'altération n'en est pas pour autant facilitée, les facteurs microtexturaux y étant défavorables quels que soient les rapports entre la foliation et la disposition de ces discontinuités (Battey, 1960).

Comme cela a déjà été remarqué par de nombreux auteurs (Biro, 1958; Godard, 1965; Petit, 1971, entre autres), il n'existe donc pas de corrélation simple entre le degré de macrodivision et la résistance des roches cristallines à l'érosion. Il nous a pourtant été possible d'évaluer directement le rôle effectif des diaclases dans la progression de l'altération, et même d'identifier certains seuils de densité au-delà desquels certains de types de désagrégation peuvent se produire sous des conditions de type actuel (cf. supra, chapitre V). Mais les cas qui viennent d'être cités montrent à l'évidence que ce facteur est en général loin d'être déterminant, contrairement à ce que suggèrent des exemples spectaculaires de convergence entre la résistance à l'altération et la résistance aux actions mécaniques dans une partie des massifs montagneux. Là encore, les facteurs texture et composition apparaissent comme les plus largement influents, ce qui confirme que l'attaque mécanique directe des roches n'a pas joué un rôle important dans la formation des grands traits du paysage. Cependant, si une faible macrodivision est susceptible de renforcer la résistance de certains volumes par ailleurs peu altérables, l'inverse est également vrai, et la distinction entre les cas où ce facteur suffit à expliquer une particulière faiblesse et ceux où il ne fait que contribuer à cette sensibilité peut justement apporter des arguments supplémentaires à la reconstitution de la morphogenèse préglaciaire.

2. Les ensembles peu résistants

a. *les roches non feuilletées*

Parmi les roches dépourvues de feuilletage généralisé, quelques volumes de roches ignées ont été aplanis ou excavés en contre-

bas des massifs montagneux. Dans la région des Lofoten-Vesterålen, les cas les plus spectaculaires, déjà signalés par T.Vogt (1911-1912) et Romey (1971), sont ceux qui correspondent à l'affleurement des *intrusions basiques* protérozoïques de Moskenesøy et Flakstadøy, et en particulier du complexe de gabbros et d'anorthosites de Napp. Nous avons déjà établi un lien entre le fait que ces roches aient été arasées par la surface principale des Lofoten au pied des pics mangéritiques, et leur particulière sensibilité à la désagrégation (Peulvast, 1977a, et chapitre V), bien que les modèles observables soient sans doute sans rapport avec les processus responsables de l'aplanissement. Cette sensibilité est en grande partie liée à la composition même de ces roches (50 à 98% de plagioclase assez calcique, andésine ou labrador, le reste étant constitué de pyroxènes, d'olivine, d'un peu de biotite et de minéraux opaques). Mais l'existence de quelques corps en relief de composition équivalente (gabbro de Selvåg, sur Langøy) montre qu'à lui seul, ce facteur n'est pas toujours suffisant. En l'absence d'une macrofissuration importante, c'est donc dans la texture, dans la microfissuration et dans la porosité que l'on peut rechercher les causes d'une faiblesse qui s'est d'ailleurs beaucoup moins manifestée lors de la formation de l'étage inférieur du relief que lors de l'épisode précédent d'aplanissement. Caractérisées par des textures d'orthocumulats (norites, troctolites), de mésocumulats ou d'adcumulats (gabbros anorthosiques, anorthosites; cf. supra, chapitre I), ces roches à grain très grossier présentent en effet des sortes de squelettes feldspathiques dont les plagioclases subautomorphes sont fréquemment tordus et fracturés par suite des contraintes qui se sont exercées en fin de cristallisation vers le sommet du complexe stratifié (éch.147, 149, 150, 154, 162, 163, fig.229). Ces microfractures ne sont pas toujours complètement scellées, et nous avons pu constater qu'elles sont exploitées au cours du processus de désagrégation granulaire; elles ne s'accompagnent cependant pas d'une porosité très importante (éch.178 : 0,3% de macroporosité au mercure, 3,5% de microporosité; éch.320 : 0,65% de porosité à l'eau sous vide). Nous remarquerons d'ailleurs que d'autres gabbros de l'archipel sont excavés alors qu'ils présentent des porosités du même or-

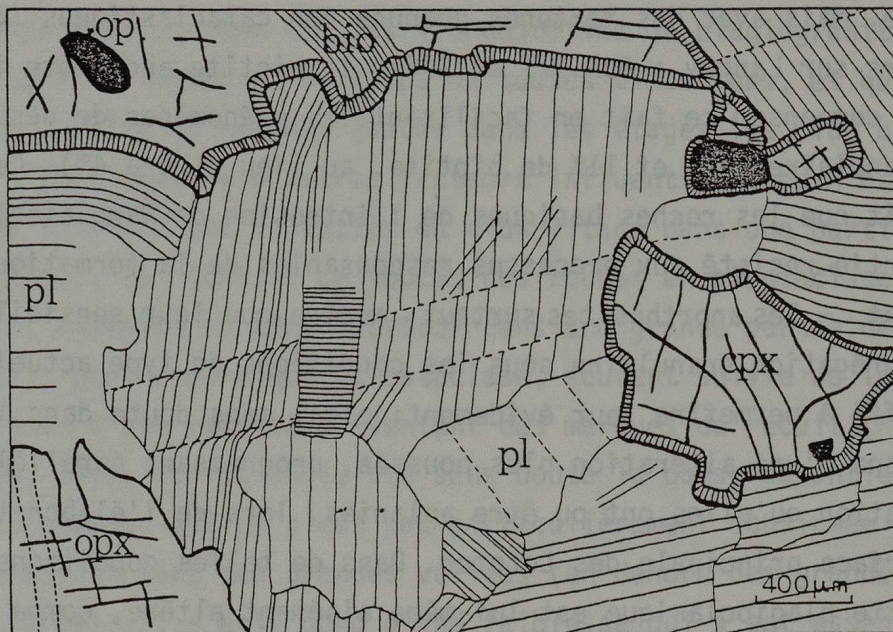


Figure 229. Troctolite de Napp (Flakstadøy, éch. 150).
Dessin d'après lame mince (M.T. Ménager).

pl : plagioclase ; cpx : clinopyroxène à auréole cor-
onitique ; opx : orthopyroxène ; bio : biotite ;
op : opaque ; tirité : sous-joint.

Noter les macles tordues des grands cristaux de plagioclase

dre, mais avec des textures grenues non cataclastiques (gabbro de Mårs sur Langøy : éch.377 et 378), la biotite abondante ici ayant pu compenser ce fait en facilitant les phénomènes de désagrégation granulaire (4,5 et 11% de biotite, au lieu de 0 à 4%). Cependant, le fait que les roches basiques de l'intrusion de Napp aient en grande partie résisté aux processus responsables de la formation du strandflat - les anorthosites surtout - montre que leur sensibilité à la désagrégation granulaire sous les conditions de type actuel n'a pas suffi à permettre leur évidement; c'est sans doute dans les conditions d'une altération plus poussée, progressant parallèlement à l'ablation qu'elles ont pu être aplanies, lors de l'élaboration de la Surface principale des Lofoten. Dans de telles conditions, le squelette plagioclasique est lui-même aisément altéré, comme l'atteste le fait que les anorthosites aient été tronquées au même niveau que les gabbros, norites et troctolites, et seules les roches particulièrement peu poreuses comme celles de Selvåg ont été plus lentement érodées. En dehors de ce cas, la composition est donc par elle-même un facteur déterminant de faiblesse vis à vis d'une érosion liée à une altération poussée.

C'est sans doute pour la même raison que dans les régions du Sogn-Jotun, les gabbros et les anorthosites ont le plus souvent été nivelés ou excavés en contrebas des bastions culminants. Nous avons constaté ce fait pour les gabbros qui affleurent à la périphérie des gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun, aussi bien les "gabbros violets de la Mjølkedøda" dans la région de Tyinholmen-Gjendebu, où des gabbros vrais, assez mélanocrates, à texture ophitique ou sub-ophitique (éch.887) voisinent avec des jotunités riches en mésoperthites (Emmett,1982), que les "gabbros à texture ignée relicte" du Sognefjell (Battey et Mc Richtie, 1973; éch.285 et 286, à vrai dire très "altérés"); tous sont ramenés au niveau de la surface principale du Sogn dans de larges couloirs intramontagnards. En effet, leur macrofissuration n'est pas différente de celle des gneiss à pyroxènes, en dehors des passées broyées qui se multiplient au voisinage des failles de l'Utladal et de Tyin-Gjende, et leur porosité reste également assez faible (éch.887 : 1,2% de porosité à l'eau). Les anorthosites et les roches basiques associées, inégalement cataclasées et métamorphisées, qui constituent le massif du Sogn, posent exactement le mê-

me problème, de même que les trondhjémites ou plagiogranites qui les pénètrent en dykès et en corps de toutes dimensions, et qui sont eux aussi nivelés ou excavés jusque dans les étages les plus bas du relief. En l'absence d'autres facteurs influents (si ce n'est l'existence locale d'une foliation ou d'un litage dans une partie des anorthosites), la richesse de toutes ces roches en plagioclase (oligoclase, andésine ou même labrador dans une grande partie des anorthosites), plus encore que la cataclase, souvent suivie de la cristallisation d'une matrice présentant des marques de recuit (Riss, comm. orale, 1977; et fig.230), est sans doute la cause essentielle de cette faiblesse, qui ne s'est pas particulièrement confirmée au cours de l'enfoncement des grandes vallées (en dehors des grandes zones de fractures). Il s'agit donc d'une faiblesse qui s'est essentiellement manifestée vis à vis des systèmes morphogéniques permettant une importante altération, bien que la porosité ou la perméabilité de beaucoup de ces roches soit faible ou médiocre, en particulier dans les trondhjémites (éch.18 : perméabilité nulle ; porosité au mercure: ; éch.892 : 1,2% de porosité à l'eau), et que des expériences d'altération menées sur des labradorites du Nærøydal, au Centre de Géomorphologie de Caen, n'aient pas montré une particulière sensibilité des plagioclases à l'extraction de Si et Ca (Biro, 1981, tableau 21). Remarquons cependant que la fréquence des zones de broyage, et celles des lits amphibolitiques extrêmement friables au sein des anorthosites, ainsi que l'importance des diaclases ouvertes dans les trondhjémites, ont probablement facilité la circulation de l'eau et la progression de l'altération, même ménagée, aussi bien que les actions mécaniques ultérieures.

Si le facteur composition suffit en grande partie à expliquer les contrastes de comportement entre les roches basiques et les roches ignées ou métamorphiques quartzo-feldspathiques et à deux feldspaths des bastions culminants, il n'en est pas de même dans la région des Lofoten-Vesterålen pour celles des roches mangéritiques et monzonitiques qui sont excavées et en situation de faiblesse vis à vis de la plupart des autres roches de l'archipel. Nous avons dès le début de ce travail rapproché ce fait de l'existence au sein des mangérites de passées broyées et cataclasées, et peu ou pas touchées par

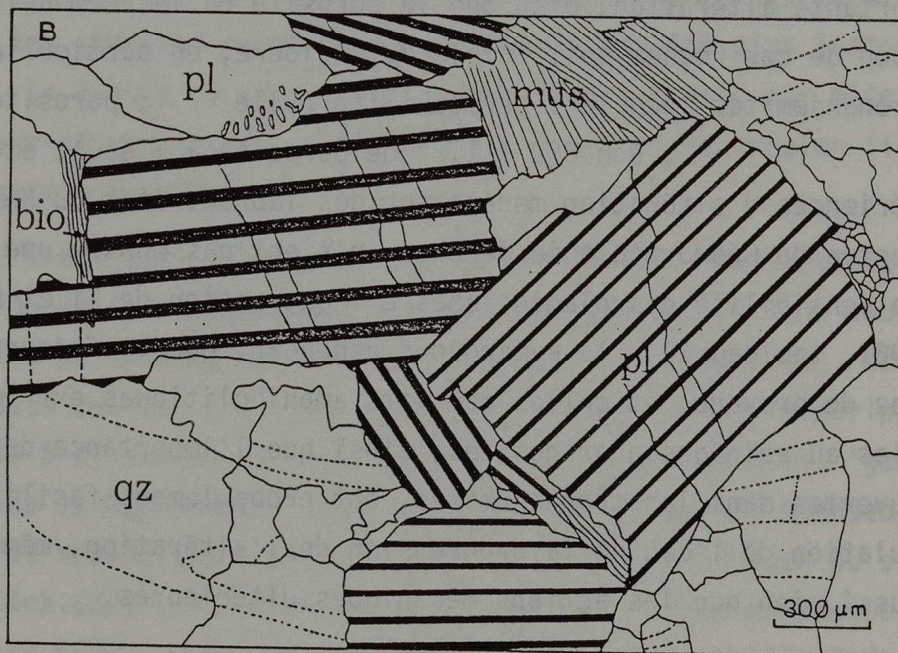
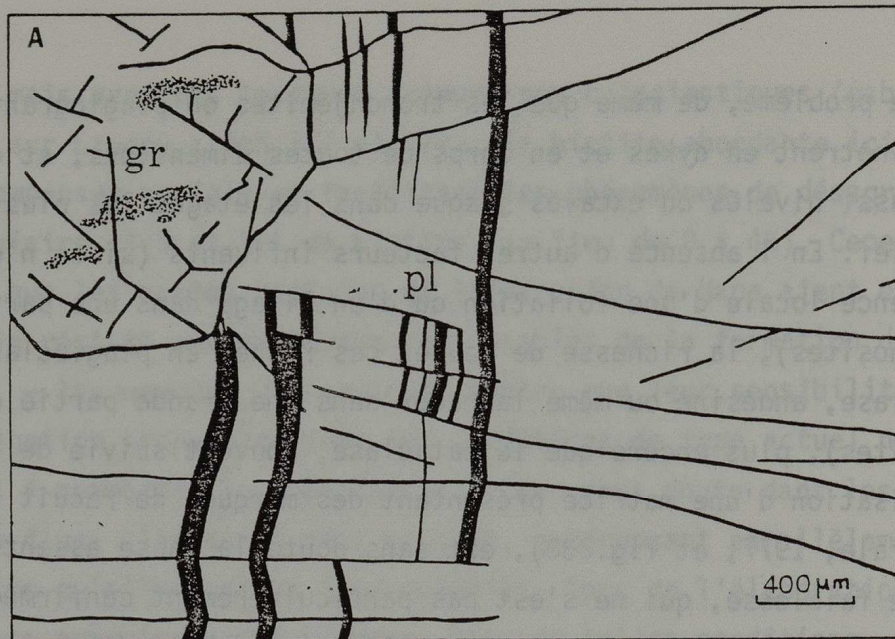


Figure 230. Anorthosité cataclasée et trondhjémite (plagiogranite) du massif du Sogn (isthme de Kaupanger, éch. 23, et Steindalsnosi, éch. 892).

Dessins d'après lames minces (M.T. Ménager).

A : monocristal de plagioclase microfissuré ; grenat partiellement déstabilisé.

B : recristallisation des quartz (texture de recuit), plagioclase avec myrmekites ; muscovité ; rares biotites ; tiretés : sous-joints délimitant des zones à différentes extinctions.

Températures	Temps de contact	Si mg/l	Ca mg/l
15°-20°C	128 h	0,245	1,38
50°C	155 h	0,56	3,31

Tableau 21. Altération expérimentale d'une anorthosite du Sogn
(Centre de Géomorphologie de Caen, Birot, 1981).

Roche : Si O₂ : 49% ; Ca O : 14,90% ; Na₂O : 2,92%

Le métamorphisme rétrograde svéconorvégien (les passées métamorphisées se comportant d'ailleurs approximativement de la même façon). A vrai dire, des variations de composition au sein des intrusions mangéritiques peuvent exercer une influence; c'est ce que l'on peut vérifier par exemple sur Flakstadøy, avec l'affleurement dans la dépression du Flakstadpollen, au pied du massif Stortind-Stjernhodet, de monzonites ou de mélamonzonites renfermant 40% de plagioclase (15% seulement de microcline dans un cas), jusqu'à 30% de pyroxènes et 7% de biotite (éch.132 et 175). Cette composition paraît en effet impliquer une plus forte altérabilité que celle du reste de l'intrusion, de même que le passage à une composition monzodioritique ou monzogabbroïque peut expliquer l'évidement des roches mangéritiques dans le secteur de Hole, sur Langøy (éch.384) et dans celui du Mørkedalsvatn, près de Napp sur Flakstadøy (éch.199). Mais ailleurs, on ne saisit pas parfaitement la relation causale entre de telles variations et les effets de l'érosion différentielle. C'est le cas sur Hamarøy, où nous avons déjà signalé l'évidement des mangérites basiques, particulièrement riches en orthopyroxène (éch.707 : 13%), ainsi que des mangérites à clinopyroxène et olivine, en contrebas de mangérites à deux pyroxènes et à olivine simplement un peu plus riches en feldspaths (83% au lieu de 71 et 78% respectivement : Malm et Ormaasen, 1978).

Plus claire apparaît la relation entre la sensibilité des mangérites à l'arasement ou à l'évidement et l'existence de microtextures cataclastiques, associées ou non à une importante porosité. Dans l'immense majorité des cas, les roches évidées ou arasées présentent en effet des textures cataclastiques bien mieux caractérisées que dans les massifs montagneux voisins. Nous avons d'ailleurs souligné dès le premier chapitre le fréquent alignement de ces passées cataclastées sur des zones de fractures macroscopiques, fréquemment de direction WE sur Vestvågøy, et leur bonne expression morphologique. Au microscope, les perthites et les mésoperthites qui forment la fraction minérale majeure de ces roches, comme dans les autres mangérites se présentant sous la forme de porphyroclastes fortement fissurés, et aux bordures cataclasées; il n'existe donc pas ici de squelette de mésoperthites jointives et bien engrenées, et les plagioclases,

ainsi que les ferromagnésiens (parmi lesquels des biotites plus abondantes, et des amphiboles provenant de l'ouralitisaiton partielle des pyroxènes, en liaison avec un début de métamorphisme rétrograde sans doute rendu plus facile par la cataclase : Malm, 1976) sont plus exposés à la circulation de l'eau et à la progression de l'altération, grâce aux fissures et à la multiplication des contacts intergranulaires : fig.382b. Ce facteur est sans doute plus important que l'accroissement de porosité qui pourrait lui être associé, et que nous n'avons que très partiellement vérifié : en effet, la moyenne des valeurs de porosité à l'eau correspondant à ces mangérites est de 0,99%, sur 53 mesures, c'est à dire à peine moins que pour les mangérites des massifs montagneux (1,03, obtenu sur 13 échantillons prélevés plus fréquemment, il est vrai, près de la surface, et donc peut-être moins indemnes d'altération). La corrélation n'est meilleure que sur Vestvågøy, où l'érosion différentielle aux dépens des mangérites cataclasées est d'ailleurs la mieux caractérisée (moyenne de 1,18% pour les mangérites cataclasées en creux, au lieu de 1,08% pour celles des massifs) et où nous avons déjà souligné la plus grande importance des phénomènes de cataclase tardimagmatique.

En fait, dans la plupart des cas, les microfissures dues à la cataclase sont scellées par de petits cristaux de quartz, de feldspaths et de micas, ce qui explique que la porosité n'y soit pas réellement plus importante que dans les autres roches mangéritiques (fig.224) : ce dernier facteur n'est donc pas réellement décisif. En ce sens, on note une différence avec le degré de macrodivision, souvent plus élevé, et qui contribue à faciliter, comme nous l'avons montré (chapitres IV et V) les phénomènes de désagrégation. En effet, dans l'ensemble de la région, le nombre de diaclases subverticales par mètre atteint en moyenne 2,94 dans les mangérites excavées ou aplanies (105 mesures), alors qu'il n'est que de 2,23 dans les massifs montagneux. C'est d'ailleurs sur Vestvågøy que cette valeur atteint son maximum (3,18 diaclases par m en moyenne, sur 56 mesures), et que l'on observe les formes d'évidement les plus larges et les plus profondes. Il semble donc que cette caractéristique, en grande partie associée à l'importance locale des zones de broyage et de fractures précambriennes, ait largement facilité le défonçage pro-

fond et le creusement préglaciaires, sans doute en conférant aux mangérites cataclasées une sensibilité accrue à l'arénisation, y compris, comme nous l'avons montré, dans les conditions d'une altération ménagée. Des valeurs plus basses de la macrodivision n'ont pas empêché le développement de la Surface principale des Lofoten sur les mangérites plus ou moins cataclasées des îles voisines (Hadseløy : 2,76, Langøy : 2,53), mais il est un fait que le défonçage profond y est plus limité dans l'ensemble. Sur Hamarøy, où l'évidement affecte surtout les orthogneiss, celles des mangérites qui sont excavées sont plus massives (moyenne de 2,18 diaclases subverticales par mètre), mais un début de métamorphisme rétrograde y est souvent sensible, et le problème de la mise en creux s'y pose dans les mêmes termes que pour les orthogneiss voisins.

Parmi les facteurs qui contribuent à rendre compte de l'aplanissement ou de l'évidement d'une partie des roches métamorphiques peu ou pas feuilletées, l'existence d'une foliation plus ou moins nette facilitant la progression de l'altération le long des lits ou des traînées de minéraux sensibles peut être prise en compte, bien que l'étude des bastions culminants ait montré qu'elle n'est pas toujours déterminante. La faiblesse quasi-systématique des orthogneiss monzonitiques des Lofoten-Vesterålen (oeillés ou non) peut être liée à la foliation plus ou moins nette qui s'y développe, avec des alignements de porphyroclastes de perthite fortement affectés par la granulation bordière (gneiss monzonitiques oeillés de Vestvågøy, de Hadseløy et de l'est de Langøy, éch.338, 654, 462, 791, 809, 813, fig.231), et des lits ou des traînées de ferromagnésiens; mais elle s'accompagne rarement d'une véritable schistosité de flux. C'est ce que l'on peut observer dans une partie des orthogneiss de Vestvågøy, par exemple dans le couloir de Leknes-Borge et sur ses bordures (Hage, éch.341, 348, 593, 598), et surtout dans ceux de Hamarøy où des lits et traînées sombres de plusieurs mm d'épaisseur alternent avec les lits quartzo-feldspathiques (ph.4). On note toutes les transitions entre les mangérites cataclasées et ces orthogneiss, mais le métamorphisme de faciès amphibolite responsable de la formation de ces roches s'est accompagnée d'une recristallisation telle que les macrofractures des perthites sont généralement scellées et que les traces d'une

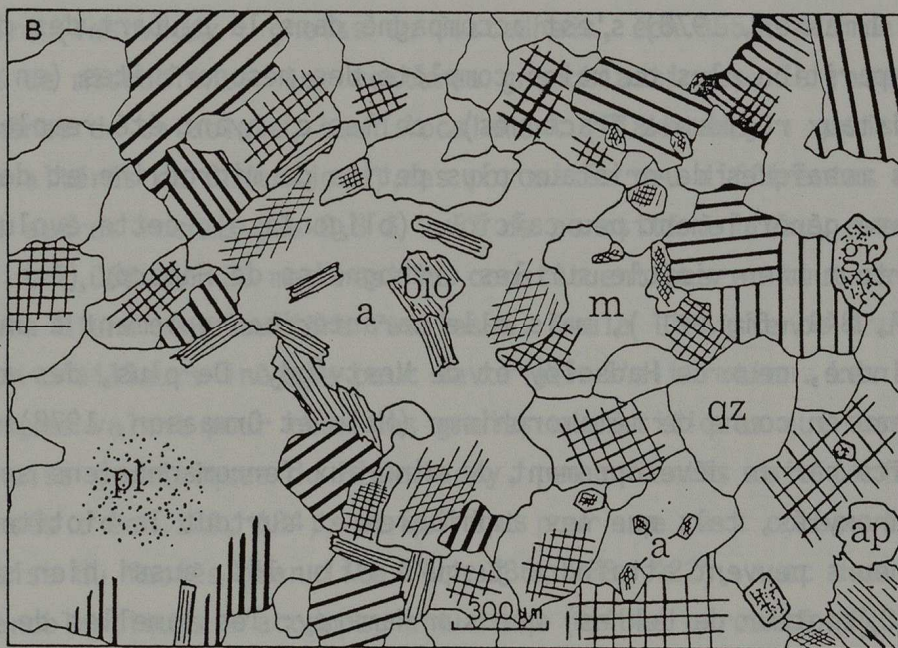
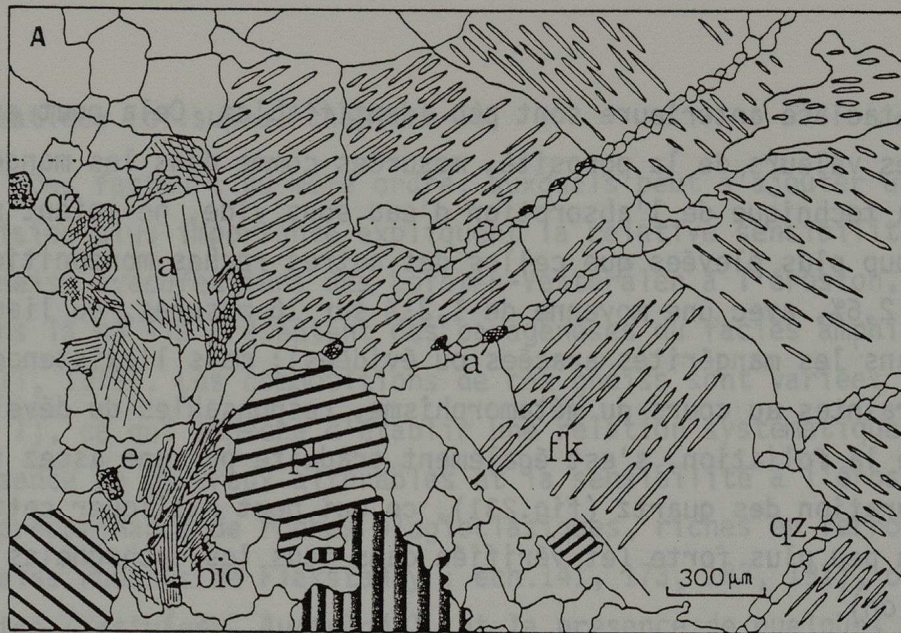


Figure 231. Orthogneiss monzonitiques des Lofoten-Vesterålen.

Dessins d'après lames minces (M.T. Ménager).

A : Grotte d'Ånstad (Hadseløy, éch. 813). Texture cataclastique à porphyroclastique. Qz : quartz ; fk : mésoperthite ; pl : plagioclase ; bio : biotite ; a : amphibole ; e : épidote.

B : Kalstad (Hamarøy, éch. 710) ; texture granoblastique ; Qz : quartz ; pl : plagioclase ; m : microcline ; a : amphibole ; bio : biotite ; ap : apatite ; gr : grenat.

cataclase antérieure sont peu identifiables. Cela peut expliquer que les valeurs de la porosité, mesurées comme dans les mangérites par la technique de l'absorption d'eau sous vide, ne soient pas beaucoup plus élevées que celles des autres roches monzonitiques (de 0,5 à 2,6%, avec une moyenne de 1,21% sur 16 mesures, au lieu de 0,99% dans les mangérites arasées ou évidées); mais l'existence de contraintes au cours du métamorphisme, responsables du développement de la foliation, s'est également traduite par une assez forte fissuration des quartz (fig.231), ce qui peut expliquer cette porosité un peu plus forte (et vérifiée dans tous les orthogneiss de la région).

Il faut cependant noter que l'influence réelle de ce facteur est probablement moins grande que celles du changement de paragenèse qui a accompagné le métamorphisme svéconorvégien. En effet, ce métamorphisme de faciès amphibolite (Malm, 1976; Tull, 1977; Malm et Ormaasen, 1978) s'est accompagné dans la plupart des cas de la disparition plus ou moins complète des mésoperthites (en dehors de cristaux résiduels fracturés), celles-ci ayant été remplacées par des mosaïques de cristaux plus petits de microcline et de plagioclase généralement peu calcique (oligoclase); cette évolution est surtout bien visible sur les orthogneiss de Hamarøy (éch.517, 710, 717, 843, fig.231), mais elle caractérise également à un degré moindre, ceux de Hadseløy et de Vestvågøy. De plus, des apports d'eau en cours de métamorphisme (Malm et Ormaasen, 1978) se sont traduits par le développement de minéraux ferromagnésiens secondaires hydroxylés, tels que les amphiboles et surtout la biotite, dont les teneurs peuvent atteindre jusqu'à 10 ou 15%, aussi bien sur Vestvågøy (secteur de Leknes) que sur Hamarøy; les lamelles de biotite se disposent fréquemment en lits ou en traînées continus, auxquels correspond parfois un début de schistosité, et le long desquels l'eau et l'altération cheminent en préparant de véritables plans de débitage. Les teneurs plus fortes en quartz ne compensent guère ce phénomène, dans la mesure où les cristaux, à extinction roulante, sont fréquemment fissurés. Il est donc possible de montrer, dans ce cas, que le métamorphisme a provoqué un incontestable affaiblissement de la roche, sans doute déjà largement préparé par la cataclase tardi-

magmatique (cf. supra, chapitre I).

Des facteurs du même ordre, auxquels peut s'ajouter une macro-division plus importante expliquent la relative sensibilité des paragneiss svécofenniens des Lofoten-Vesterålen à l'érosion, tout au moins là où ils présentent des paragenèses du faciès amphibolite (Tull, 1973). Les compositions de ces gneiss sont variées (chapitre I), ce qui empêche d'établir une relation systématique entre la présence de minéraux altérables et la sensibilité à l'érosion. Mais la prédominance de roches plagioclasiques, riches en ferromagnésiens (gneiss rubanés de Flakstadøy : éch.141, 173, 182, 191), ou leucocrates (Vestvågøy, Austvågøy), et la présence de quelques passées surmicacées, parfois graphiteuses (Langøy) suggèrent que ce facteur est important. Il existe cependant des roches à feldspath potassique dominant, ou particulièrement riches en quartz, dont le comportement est le même, avec une grande sensibilité à la désagrégation granulaire (Vestvågøy : gneiss du Justadheia, éch.355 : 47% de quartz, 44% de microcline). Les textures granoblastiques, la rareté des phénomènes de cataclase, sauf localement (Flakstadøy : gneiss leucocrates altérés du Skjenfjord), des porosités peu différentes de celles des autres roches (de 0,3 à 2,5% de porosité à l'eau, avec une moyenne de 1,06% sur 20 mesures) ne constituent pas en tout cas les facteurs d'une particulière faiblesse. Seule l'existence d'une foliation d'ailleurs inégale peut favoriser l'altération. Les mêmes remarques valent pour ceux des gneiss migmatitiques qui sont évidés (gneiss granitiques de Flakstadøy, peu orientés mais parfois cataclasés : éch.120, 184), et qui ont pour une part conservé les paragneiss du faciès granulite (éch.386, 388, 422), avec des textures granoblastiques s'accompagnant d'une faible porosité (0,3; 0,4 et 0,8% de porosité à l'eau). Mais dans ce cas, l'évidement s'est fait aux dépens de bandes où existe un débitage systématique en bancs d'épaisseur décimétrique (fréquemment de 10 à 80 cm), parallèlement ou non à la foliation, et où se multiplient les zones de failles et de fractures (la densité de fractures et de diaclases subverticales par mètre atteint 3,7 en moyenne, sur 20 sites, à comparer aux 2,3 diaclases par mètre des massifs montagneux). Le même facteur contribue sans doute également à expliquer l'arasement ou l'évidement de

la plupart des paragneiss. En effet, la densité de diaclases par mètre y atteint 5,7 en moyenne, 4,5 sur Flakstadøy, 5,2 dans les paragneiss de Langøy, 6,6 dans ceux de Vestvågøy, sur 49 sites, tandis qu'un débitage plus systématique encore en bancs relativement minces (le plus fréquemment de 5 à 50 cm, avec localement un débit en plaquettes plus minces encore) facilite encore la désagrégation et la pénétration de l'eau, d'autant plus que les pendages sont dans l'ensemble forts (de 40 à 90° en général, avec une moyenne de 57° sur 42 mesures).

Cependant, les paragneiss svécofenniens n'ont pas été partout les roches les plus sensibles à l'érosion, puisqu'ils constituent, nous l'avons vu, quelques sommets de Flakstadøy, de Vestvågøy et d'Austvågøy, et que parmi les étages moins élevés, ils peuvent avoir résisté à l'évidement après avoir été nivelés par la surface principale des Lofoten, tandis que les mangérites ou les orthogneiss voisins étaient excavés. Un des meilleurs exemples est celui de la longue lanière de plateau du Hellfjell qui, sur Vestvågøy, sépare le bassin de Borge de celui du Sundklakkstrøm (cf. supra, chapitre I, p.). Ici, il semble que le contraste de composition et de texture entre les mangérites cataclasées et les paragneiss leucocrates, à texture granoblastique, riches en quartz (éch. 671 et 672 : 35 et 36%) et en microcline (33 à 36%) plus qu'en plagioclase (18%) suffise à expliquer une moindre sensibilité vis à vis de la désagrégation granulaire qui a présidé à l'évidement ultérieur; de plus, ces gneiss se présentent fréquemment, sur le plateau, en bancs épais et faiblement diaclasés (éch. 673 : 1 à 2 diaclases par m, bancs de 3 à 200 cm d'épaisseur).

Dans les régions du Sogn-Jotun, les facteurs qui ont permis l'aplanissement d'une partie des roches gneissiques en contrebas de celles des bastions culminants sont plus délicats encore à démêler. Dès le départ a été soulignée la résistance des roches de faciès granulite et de composition intermédiaire ou basique de la nappe du Jotun (gneiss à pyroxènes) par rapport aux roches de faciès amphibolite de la même nappe, aux gneiss qui affleurent à la périphérie du Jostedalstre et à ceux du Complexe des Fjords. Par opposition aux compositions et aux textures des premières, certaines causes de ce contraste appa-

raissent clairement, bien que parmi les secondes, les parties arasées du complexe du Jostedal ne s'opposent pas très nettement à celles qui composent les bastions culminants du Jostedalsbre et du Breheim. Il est vrai que dans ce cas, la surface principale du Sogn, principalement développée sur les roches feuilletées du Faltingsgraben et se prolongeant au nord dans des paragneiss rubanés relevant du Complexe des Fjords (abords de l'Ottadal, cf. supra, chapitre II)

ne mord que la périphérie des Gneiss de l'Ouest, là où les intercalations de roches supracrustales sont assez fréquentes (micaschistes), et surtout là où ils sont marqués par une foliation d'accordance et une cataclase partielle, au voisinage des métasédiments surincombants (éch.46, 86). L'altération a pu progresser aisément le long des joints plans tapissés de micas qui divisent ces gneiss, ainsi que dans les fissures liées à la cataclase et qui ne sont pas toutes scellées (par exemple, sur le Blåfjell, au NW de Sogndal, avec une porosité à l'eau de 2,1% pour l'échantillon 901). L'importance de ce facteur est soulignée par le fait que les compositions, plus ou moins riches en biotite, sont les mêmes que celles des roches restées en relief, et que la macrodivision est assez semblable dans les deux ensembles. On notera cependant qu'une partie des couloirs qui prolongent la surface principale du Sogn à l'intérieur du Breheim sont axés sur des failles ou des grandes zones de broyage calédoniennes ou précambriennes, ces dernières étant accompagnées du développement de bandes schisteuses le long desquelles la désagrégation est plus aisée (bandes écrasées à biotite dans les gneiss ocellés du haut Fortunsdal, près de Nørstedalseter : éch.917; bande de gneiss et de schistes à muscovite du Breiddal).

Ce sont également des roches gneissiques, mais de compositions plus variées, qui sont arasées par la surface principale du Sogn dans les parties méridionales de la nappe du Jotun, entre le Fillefjell et le lac Bygdin et autour du Laerdal. Une partie d'entre elles conserve, nous l'avons vu, les éléments d'une haute surface bien mieux développée que sur les gneiss à pyroxènes situés plus au nord; là encore, c'est à proximité des roches les plus fragiles de la nappe (anorthosites du massif du Sogn) et des métasédiments des fenêtres, que la Surface principale du Sogn tronque ces roches, très partiel-

lement. Le chapitre II a montré que cette morsure, ainsi que l'important défouçage qui s'est produit en contrebas, ont été grandement facilités par le débitage de l'ensemble en lames lourdement plissées, séparées par des plans de cisaillement rapprochés. Mais il est indéniable que la composition et les textures de ces roches jouent également un rôle dans une sensibilité à l'érosion plus forte que celle des gneiss à pyroxènes. Il s'agit de roches basiques généralement cataclasées et gneissifiées, à pyroxènes ouralitisés et à amphibole, comme le "gabbro écrasé du Mosaryggin", largement représenté au sud du lac Bygdin (Skineggi : éch.882), et de roches granitiques également écrasées, à biotite et à amphibole, en grande partie arasées autour du lac Tyin et du Fillefjell (éch.880, fig.232). Se comportent de la même façon les gneiss à amphibole et d'anciennes mangérites transformées en gneiss syénitiques cataclasés à foliation plus ou moins nette (éch.883 et 881), qui s'intercalent dans cet ensemble où tous les contacts sont des plans de cisaillement matérialisés par des bandes broyées et feuilletées (Fareth, 1977). Certaines de ces roches, surmontées par des gabbros ou des roches perthitiques plus massives, ont d'ailleurs été mordues par les basses surfaces du Valdres, sur le front oriental de la nappe, en particulier la lame de granite et de gneiss oeuillés écrasés qui affleure à Bygdesheim et sur la rive nord du lac Vinstra (éch.855, 918, fig.233), et les amphibolites situées au pied du massif Refjell - Heimdalsf. Le litage et les textures cataclastiques s'ajoutent à la composition pour rendre ces roches sensibles à l'altération, bien qu'avec le métamorphisme de faciès amphibolite, lui aussi antérieur à la mise en place des nappes, beaucoup de fissures aient été scellées lors de la recristallisation, les porosités étant de ce fait assez faibles (porosité à l'eau : 0,1 à 1,1). Mais on doit également rappeler que s'il existe dans ces roches des bancs massifs et peu diaclasés, ceux-ci sont généralement peu épais (quelques mètres à quelques dizaines de m); ils sont compris entre des passées feuilletées, très diaclasées, auxquelles s'ajoutent, grâce aux déformations de la nappe, de multiples affleurements des mylonites basales et des métasédiments sous-jacents. Les mécanismes d'aplanissement s'en sont trouvés facilités à proximité des fenêtres, les volumes résistants étant toujours restreints; de même, le défouçage qui affecte les parties de la surface

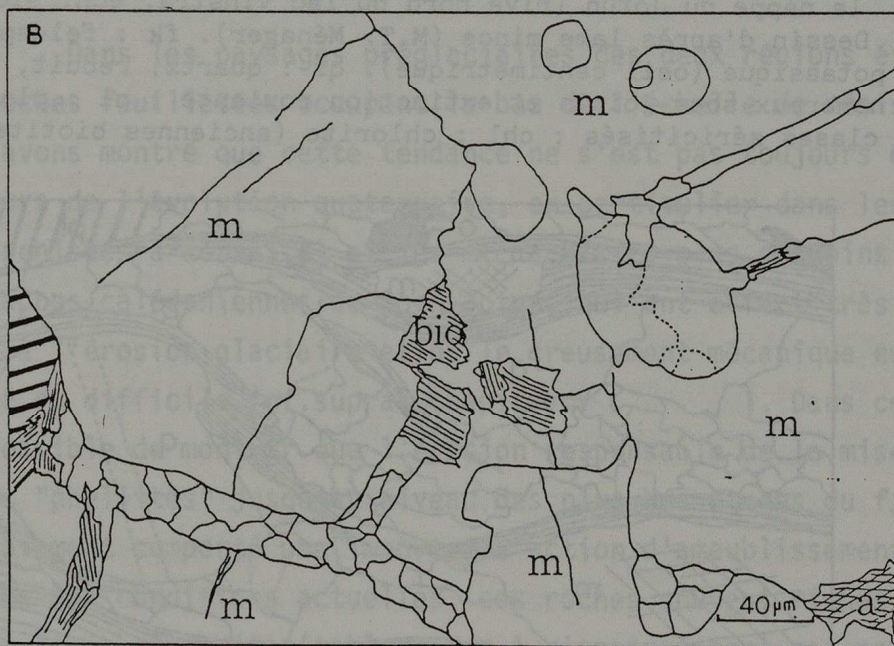
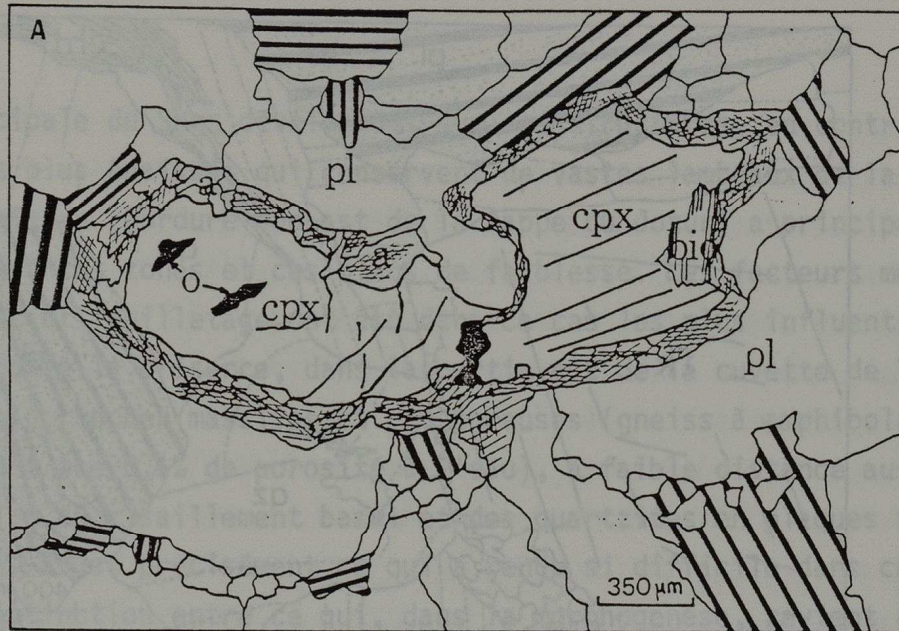


Figure 232. Roches écrasées de la partie SE de la nappe du Jotun.

Dessins d'après lames minces (M.T. Ménager).

A : Métagabbro du Skinoggi (éch. 882), à texture cataclastique. pl : plagioclase ; cpx : clinopyroxène ; bio : biotite ; a : amphibole (en grande partie issue de la déstabilisation du cpx) ; o : opaques.

B : Granite écrasé du Skakadal (éch. 880) ; m : microcline ; pl : plagioclase ; bio : biotite ; a : amphibole.

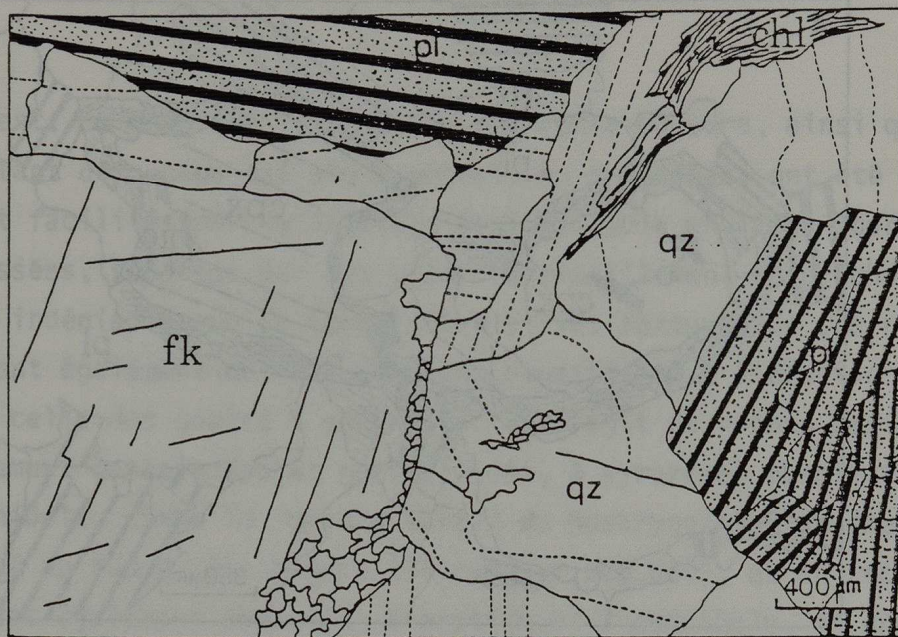


Figure 233. Gneiss oillé cataclasé de la bordure est de la nappe du Jotun (rive nord du lac Vinstra, éch. 918). Dessin d'après lame mince (M.T. Ménager). fk : feldspath potassique (oeil centimétrique). qz : quartz, recuit, avec nombreux sous-joints et extinction roulante ; pl : plagioclases séricitisés ; chl : chlorite (anciennes biotites).

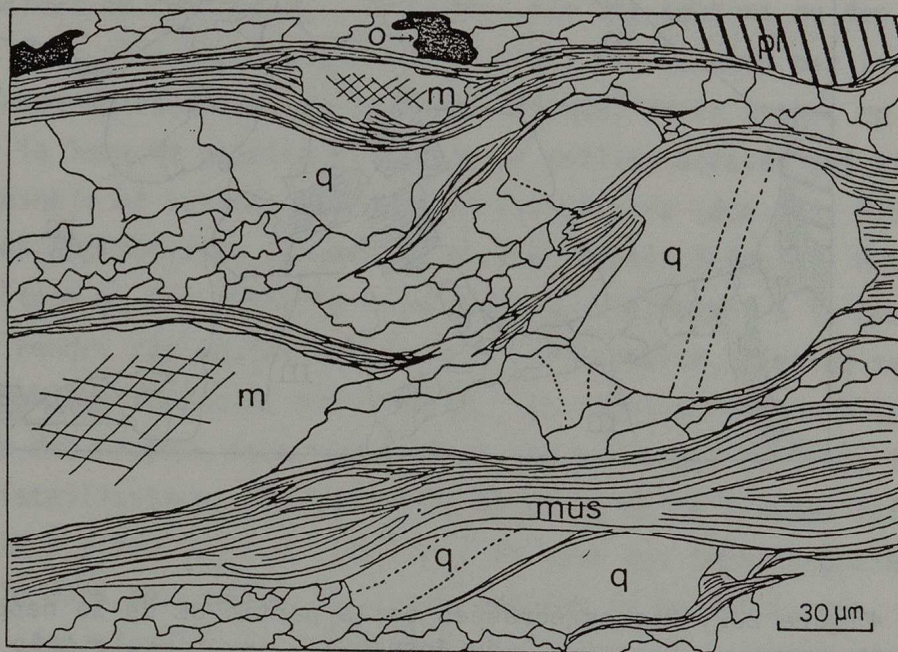


Figure 234. Sparagmite du Valdres (méta - arkose, Heklefjell, éch. 861). m : mésoperthite ; q : quartz ; mus : muscovite ; o : opaque ; pl : plagioclase.

principale du Sogn développées sur ces structures, en contrebas des lames plus épaisses qui conservent de vastes lambeaux de la surface supérieure (bordure sud-est de la nappe du Jotun) a principalement utilisé ces zones et ces plans de faiblesse. Les facteurs macrodivi- sion et feuilletage ont été dans ce cas les plus influents, comme le montre la présence, dans la partie est de la cuvette de Tyin, de bancs de roches massives et peu poreuses (gneiss à amphibole ne pré- sentant que 0,1% de porosité à l'eau), à faible distance au-dessus du plan de cisaillement basal et des quartzites en plaques sous-ja- cents. C'est précisément ce qui a rendu si difficile dans ce secteur la distinction entre ce qui, dans la morphogenèse, revient à l'alté- ration différentielle et à l'érosion mécanique.

b. les roches feuilletées

Dans les paysages préglaciaires des deux régions étudiées, les roches feuilletées occupent le bas de l'échelle de résistance. Nous avons montré que cette tendance ne s'est pas toujours confirmée au cours de l'évolution quaternaire, en particulier dans les phylli- tes (schistes à séricite) et les *micaschistes* plus ou moins quartzeux des nappes calédoniennes du Sogn-Jotun, qui ont offert très peu de prise à l'érosion glaciaire et où le creusement mécanique est resté limité ou difficile (cf. supra, chapitre V). Dans ce cas, il est possible de montrer que l'érosion responsable de la mise en creux de ces "phyllites" jusqu'au niveau des plus bas étages du fjell a probablement comporté une importante action d'ameublissement, même si dans les conditions actuelles, ces roches souvent riches en quartz et en muscovite (tableau ann.) n'apparaissent pas particuliè- rement altérables. En fait, il s'agit de roches assez compactes et sans doute peu poreuses (nous avons d'ailleurs montré leur faible gé- livité), en dehors des parties superficielles des parois marquées par la décompression. Ces roches sombres, que divisent des surfaces de clivage ardoisier luisantes, définies par des lamelles de muscovite, présentent généralement une texture feuilletée, avec alternance de feuillets micacés et de feuillets quartzeux à l'échelle du mm. Leur texture résulte du métamorphisme, sous les conditions du faciès schis- tes verts, d'une série pélito-gréseuse, en liaison avec le plissement,

le charriage et le chevauchement par les épaisses unités surincombantes, lors de l'orogénèse calédonienne. Après la formation de lentilles et de veines de quartz d'exsudation parfois très abondantes (Lacour, 1969), un plissement isoclinal s'est accompagné de la formation d'une schistosité de plan axial; celle-ci a été suivie par de nouvelles déformations, responsables de l'aspect plissé des roches (Hossack *et al.*, 1981). A la schistosité de plan axial correspond le développement de grandes lamelles de biotite (recoupant parfois le litage, surtout vers la base; Lacour (1969), deux types de plans de clivage pouvant ainsi se superposer. Il ne s'est guère développé de schistosité de fracture au cours de la déformation principale qui, vers l'est (formation de Vang) s'est probablement produite à des profondeurs importantes (10 à 15 km : Hossack *et al.*, 1981). Mais lors des déformations tardives, associées à la formation du Fal-tungsgraben, au fonctionnement de la faille de Lærdal-Gjende et au plissement de l'ensemble des formations charriées, des fractures obliques et des diaclases espacées se sont ajoutées à ces plans de clivage faiblement ouverts, tandis que des glissements ont pu se produire entre les lits quartzeux et phylliteux, préparant ainsi les décollements de plaquettes que l'on observe fréquemment dans les niveaux silicieux. L'ouverture des feuilletés est plus aisée encore dans les lits de schistes verts, à chlorite et à amphibole, qui s'intercalent à plusieurs niveaux dans les micaschistes.

Malgré l'existence de passées riches en biotite, ces roches qui renferment aussi du graphite, un peu d'albite et localement des grenats, ne sont pas favorables, par leur composition, à une puissante altération chimique. Les phénomènes d'arasement ou d'évidement ont sans doute été favorisés surtout par une simple propension à l'ameublissement par ouverture des feuilletés près de la surface; celle-ci est favorisée par un début d'altération d'une faible proportion de minéraux phylliteux et par la formation d'hydroxydes de fer ou d'hydromicas (Voisin, 1977), sujets à des gonflements par hydratation. Une désagrégation en lamelles ou en simples plaquettes, même sans production de débris plus fins, suffit à permettre une mobilisation par la plupart des agents de transport. Ainsi s'explique que les conditions d'une désagrégation ménagée aient permis l'évidement

ou l'araselement de ces roches, alors que les volumes voisins, dont la résistance n'est parfois que très relative, ont résisté. Seuls les lits carbonatés, particulièrement importants sur la bordure nord-ouest de la nappe du Jotun, doivent à leur composition une particulière sensibilité à la météorisation, les plus purs d'entre eux étant aisément karstifiables; ces roches ne donnent d'ailleurs pratiquement pas de reliefs saillants dans les gouttières métasédimentaires, à de rares exceptions près (calcschistes et quartzites du Storhø, au nord-ouest du Bøverdalen).

Une certaine sensibilité spécifique des phyllites à l'ameublissement, au cours des processus d'araselement et d'évidement jusqu'à des niveaux de basse altitude (Valdres) est confirmée par le fait que les *quartzites* et les *sparagmites* dominent fréquemment ces roches (par exemple, le Såluggi, au-dessus de Lom), sans toutefois constituer aucun relief dépassant le niveau de la surface principale du Sogn. Malgré leur composition essentiellement quartzreuse ou quartzo-feldspathique, qui explique le léger avantage qu'elles détiennent par rapport aux micaschistes, ces roches ne présentent ici qu'une résistance très moyenne, contredisant les observations réalisées dans de nombreuses régions de socle des moyennes et basses altitudes où elles constituent généralement des reliefs saillants. Cette situation n'est pas exceptionnelle dans les Scandes, où les reliefs saillants quartzitiques, parfois très vigoureux (Gaustatoppen, dans les roches précambriennes du Telemark; Rondane et Dovrefjell, dans les nappes calédoniennes à l'est et au nord du Jotunheim) sont bien minoritaires par rapport aux vastes surfaces qui tronquent les sparagmites de l'est norvégien et les psammites du Finnmark, en contrebas des bastions culminants de roches basiques. Dans le Sogn-Jotun, cette médiocre résistance s'explique par la relative abondance des minéraux plus altérables que le quartz et les perthites détritiques typiques de ces roches (plagioclase, biotite, chlorite, muscovite) et surtout par l'incorporation de tous les quartzites, ceux qui s'intercalent dans les "phyllites" des formations de Vang, de Beitostølen ou de Fortun, ainsi que la "sparagmite du Valdres", à des nappes de charriage soumises à des plissements, à des étirements, à des cisaillements et à des écrasements considérables (en particulier les

sparagmites incorporées avec les roches du Jotun, c'est à dire avec leur ancien socle maintenant en situation renversée, à la "nappe du Valdres : Hossack, 1968; 1976; Hossack *et al.*, 1981, Heim *et al.*, 1977, Milner et Koestler, sous presse). Ces déformations, responsables de la foliation et de la schistosité principales (avec des clivages le long des lits de lamelles micacées, disposées à plat : fig.234), se sont produites dans les conditions d'un métamorphisme de faciès schistes verts; elles ont été localement suivies, lors des dernières phases (cf. supra, chapitre III) par des glissements de microlithons le long des plans de clivage ardoisier, et par l'apparition d'une schistosité de fracture parfois oblique par rapport au litage (Slettefjell : Hossack *et al.*, 1981), sans que des recristallisations postérieures soient intervenues. Ainsi s'est trouvé préparé un débitage aisé en plaques plus ou moins minces (0,5 à 200 cm, avec une fréquence maximum entre 5 et 40 cm, sur 60 sites), tandis que la pénétration de l'eau et son accès aux minéraux sensibles parfois assez abondants (biotite, feldspaths d'origine détritique) étaient facilités. Il s'y ajoute de nombreux plans de cisaillement macroscopique, le long desquels les roches sont laminées et débitées en plaques ou en feuilles très minces sur des épaisseurs variables (par exemple, dans le Skjenarvollan, au-dessus de Lom : éch.504).

Les lames de socle à composition quartzitique ou quartzofeldspathique, formées de roches blastomylonitiques où des porphyroclastes de feldspaths fracturés sont pris dans une matrice quartzofeldspathique disposée en lits alternant avec des lits micacés (J.L Roberts, 1978), ainsi que les phyllonites et les mylonites porphyroclastiques de la base de la nappe du Jotun, de composition variable (cf. supra, chapitre II) ne se comportent pas différemment, d'autant plus que la cataclase n'a pas toujours été suivie d'un recuit complet (fig.235). Ainsi s'explique que sur le Sognefjell comme de part et d'autre du Lustrafjord et du Sogndalsfjord, elles soient nivelées par les mêmes basses surfaces (Surface principale du Sogn et haute cuvette de Kaupanger) que les roches feuilletées sous-jacentes, avec lesquelles elles partagent le même débitage selon des plans de schistosité généralement très rapprochés (de 2 à 10 cm, outre un débit en bancs d'épaisseur décimétrique).

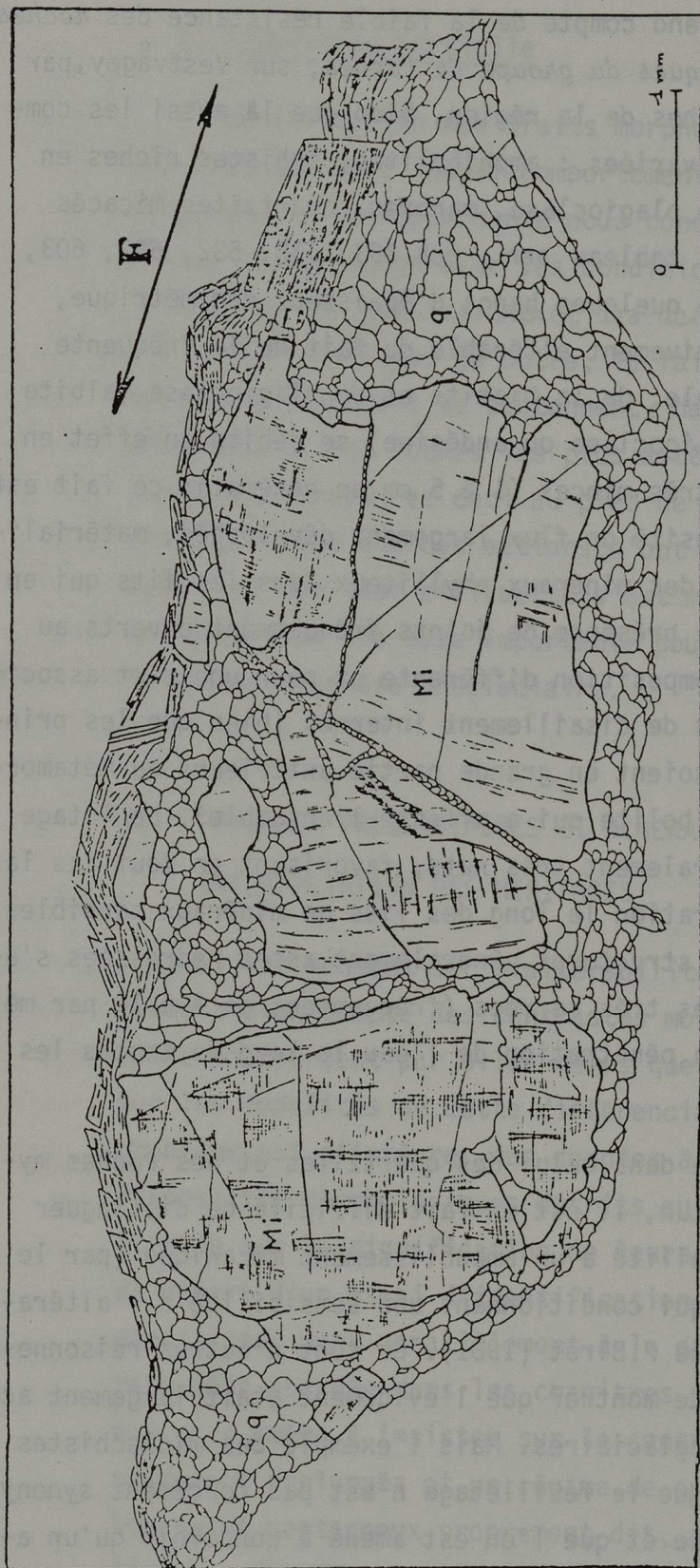


Figure 235. Orthogneiss mylonitisé de la base de la formation d'Oy (Vinda, NE de Hafslö).

Dessin d'après lame mince, reproduit d'après A. Henry (1983).

Mégacrystal de microcline brisé, aux fissures remplies de granules de quartz ; micas autour de l'amande étirée et granulée.

Mi : microcline ; q : quartz ; F : sens de la foliation mylonitique.

Le même facteur rend compte de la faible résistance des *roches schisteuses et gneissiques du groupe de Leknes*, sur Vestvågøy, par rapport aux autres roches de la région, bien que là aussi les compositions soient fort variées : amphibolites, schistes riches en quartz, en micas et en plagioclase, marbres, quartzites micacés (Tull, 1973, 1977, et tableau ann.: éch.353, 530, 532, 602, 603, 604). A l'exception de quelques bancs d'épaisseur décimétrique, l'ensemble, déjà relativement altérable du fait de la fréquente abondance de l'amphibole, de la biotite et du plagioclase (albite et plus fréquemment oligoclase ou andésine) se débite en effet en dalles et en plaques très minces (1 à 5 cm en général); ce fait est moins lié à la schistosité de flux largement développée, matérialisée par l'allongement des minéraux phylliteux dans les lits qui en sont enrichis, qu'à la présence de joints fréquemment ouverts au contact des lits de composition différente et pour une part associés à l'existence de zones de cisaillement internes (bien que les principaux cisaillements soient en grande partie antérieurs au métamorphisme de faciès amphibolite qui a affecté l'ensemble). Le litage et la foliation, généralement très nets, favorisent en tout cas la progression de l'altération le long des lits de minéraux sensibles, d'autant plus que les structures généralement assez redressées s'ajoutent à des diaclases très serrées (fréquemment de 4 à 10 par mètre) pour favoriser la pénétration de l'eau le long de toutes les discontinuités.

Dans ce cas comme dans celui des quartzites et des roches mylonitisées du Sogn-Jotun, il est en fait difficile de distinguer les facteurs de sensibilité à un ameublissement mécanique (par le gel surtout) de ceux qui conditionnent une sensibilité à l'altération, comme le souligne P.Birot (1981). Ce sont d'autres raisonnements qui ont permis de montrer que l'évidement était largement acquis dès les temps préglaciaires. Mais l'exemple des micaschistes du Sogn-Jotun montre que le feuilletage n'est pas forcément synonyme de faiblesse absolue et que l'on est amené à concevoir qu'un ameublissement sans doute lié à une altération plus forte que celle qu'autorisent les conditions actuelles a présidé aux processus d'évidement et d'arusement préglaciaires.

C. Conclusion partielle

L'identification des traits morphostructuraux préglaciaires et des facteurs de l'inégal comportement des roches vis à vis de la morphogenèse correspondante nous conduit, malgré l'existence de certaines convergences avec les conditions de l'évolution ultérieure, à souligner *le rôle essentiel des actions d'altération dans l'érosion différentielle*. En outre, le fait que les actions d'aplanissement et d'évidement se cantonnent, dans les plus bas étages de la topographie, aux roches les plus altérables par leur composition ou par leur texture, et ceci au pied de massifs qui ont eux-mêmes été arasés, montre que ces actions n'ont pas suivi les modalités constantes et que leur efficacité s'est modifiée au fil de l'évolution. On détient là une base importante pour la reconstitution des étapes de la morphogenèse préglaciaire.

II - PAYSAGES PREGLACIAIRES ET GENERATIONS DE FORMES : LA DIFFICILE INTERPRETATION DES HERITAGES

Si les données sur l'altérabilité différentielle des roches rendent bien compte des contrastes morphologiques préglaciaires, elles n'apportent par elles-mêmes que des indications assez floues sur les modalités de cette différenciation. Une façon d'aborder ce problème est d'intégrer ces données à un essai d'explication des dispositifs morphologiques décrits au début du chapitre. Une réflexion sur la signification de leurs étagements constitue le point de départ d'un essai d'identification de générations de formes préglaciaires, mené parallèlement à la discussion de la notion d'héritage déjà abordée dans les chapitres précédents. Cette investigation, qui nous amène à insister sur le contraste entre des régimes d'aplanissement prolongés et un régime de creusement lié à la formation du bourrelet montagneux proprement dit, trouve cependant rapidement ses limites. En effet, en l'absence d'arguments extérieurs, l'aspect des différentes générations de formes préglaciaires peut difficilement être rapporté à des systèmes morphogéniques bien caractérisés.

A. Signification des grands étagements

1. Les formes des hautes terres : niveaux topographiques et générations de formes

a. *conceptions cycliques et non cycliques de l'étagement des formes*

La différenciation morphologique du fjell s'est accompagnée du développement de vastes surfaces d'aplanissement à des altitudes variées. Cette donnée, exposée dans le livre I, semble conforter les schémas cycliques depuis longtemps proposés pour l'interprétation des grands étagements de formes, à la suite de Reusch (1901). En effet, beaucoup d'auteurs (Machaček, 1908; Strøm, 1948; Evers, 1941, 1962; Rudberg, 1954, 1965-1966) ont insisté sur le développement d'aplanissements de plus en plus bas vers l'extérieur des Scandes, sur la façade occidentale et sur le versant baltique (Västernorrland). Ils ont discuté la signification chronologique de ces dispositifs parfois assimilés à de gigantesques "Piedmonttreppe" (Evers, 1962), mais ils ont souvent omis de mentionner leurs relations avec la structure, si ce n'est le fait que les abrupts qui séparent les différents étages ne coïncident pas forcément avec des contacts structuraux importants (par exemple, dans le Västernorrland, où le front montagneux est inscrit dans le socle : Rudberg, 1954, 1962). Les volumes saillants apparaissent donc dans ces théories comme des sortes de monadnocks surtout respectés grâce à leur situation interne dans une zone de soulèvement mordue à sa périphérie par des cycles d'érosion déclenchés en fonction de positions de plus en plus basses du niveau de base (Ahlmann, 1919).

A l'inverse, Gjessing (1967, 1977), s'appuyant sur l'irrégularité des formes d'échelle moyenne, préfère une interprétation non cyclique des formes du fjell. Rarement représentées par des surfaces planes, les formes "paléïques" sont définies comme des topographies différenciées comportant des bassins évasés de formes variées, d'altitudes diverses, encadrés par des collines arrondies qui séparent des cols surbaissés. L'auteur attribue ces formes, dont la disposition est indépendante de l'organisation actuelle du drainage, à des processus de pédimentation qui ont pu jouer en fonction de ni-

veaux de base locaux indépendants et variés (bassins endoréïques); chaque "niveau" ainsi élaboré aurait donc pu évoluer indépendamment, et de façon simultanée, sans qu'à une différence d'altitude corresponde une différence de génération de formes.

L'évolution simultanée de formes situées à des niveaux différents, ne nous paraît aucunement improbable : même dans l'optique cyclique, un bloc isolé, une surface d'aplanissement inactuelle affectée par la dissection et par un processus d'emboîtement d'une nouvelle surface, peuvent parfaitement être soumis, sinon à une continuation du nivellement (Ahlmann, 1919; Lidmar-Bergström, 1982), du moins à une dégradation plus ou moins lente, jusque sur les interfluves les plus larges, comme cela s'observe sur les socles de moyenne latitude (Godard, 1972, 1977). Or, nous avons vu, dans les régions étudiées, que la plupart des systèmes de bassins, de collines, de cols surbaissés qui s'apparentent aux formes "paléïques" de Gjessing, dérivent très probablement de l'aménagement glaciaire plus ou moins poussé, parfois très discret, de telles formes de dégradation lente, aux dépens de surfaces que leurs caractères et leur extension régionale nous ont conduit à interpréter comme de vastes surfaces d'aplanissement. Si l'on excepte le mode de façonnement des topographies différenciées d'échelle moyenne, pour lesquelles Gjessing n'avance à vrai dire que des interprétations fondées sur des arguments d'ordre topographique et analogique (Peulvast, 1978), on constate que les deux conceptions paraissent acceptables. Il suffit de préciser l'échelle des phénomènes considérés et de s'interroger sur les formes majeures dans lesquelles s'inscrivent ces reliefs (Ollier, 1981).

La régularité des grandes surfaces planes qui constituent les principaux étages du relief implique une évolution en fonction de niveaux de base qui ne sont pas simplement locaux. La proximité de la surface maritime (Lofoten-Vesterålen, surface principale du Sogn et haute cuvette de Kaupanger avec ses prolongements occidentaux de part et d'autre du Sognefjord), et le raccordement de ces surfaces avec les vastes plateaux relativement unis qui descendent vers la région d'Oslo et vers les régions centrales du Bouclier baltique (surface de Valdres) nous incitent à considérer que ces niveaux de

base ont dépendu directement ou indirectement du niveau marin. L'étagement de surfaces d'aplanissement pourrait donc provenir du déclenchement de cycles d'érosion en relation avec des niveaux de base de plus en plus bas essentiellement sous l'effet du soulèvement de l'ensemble des Scandes (O. Holtedahl, 1953, 1960), tandis que les talus et les monadnocks se localiseraient là où l'érosion régressive accompagnant le développement d'une génération de formes s'est arrêtée (reliefs résiduels de position); cette conception a été développée et précisée par Rudberg (1954, 1965-1966).

En fait, de tels schémas strictement cycliques s'accordent mal avec les données de l'analyse morphostructurale. Nous avons démontré en effet que les volumes saillants, leurs contours extérieurs et les talus qui séparent les aplanissements étagés sont pour la plupart étroitement contrôlés par la structure : outre les grands aplanissements, l'ensemble de la morphologie du fjell peut s'exprimer à l'intérieur des régions étudiées en termes de *talus structuraux* et de *reliefs résiduels* liés à l'inégale résistance des roches vis à vis de processus qui pour l'essentiel ne sont pas glaciaires (reliefs résiduels de résistance, ou "Hartlinge"). Tous les aplanissements identifiés plus haut sont *des aplanissements partiels*, dont l'extension, parfois jusqu'au coeur des massifs montagneux (surface principale du Sogn et les couloirs intramontagnards qui s'y raccordent) est avant tout liée à celle de volumes rocheux sensibles aux processus d'aplanissement. Il est donc impossible de se contenter de la notion de talus cyclique pour rendre compte de l'étagement de ces formes.

b. *équilibres mobiles et déséquilibres : conservation et évolution de générations de formes successives.*

Dans l'intérieur des terres, l'étagement des formes peut, sous certaines conditions, traduire le fait que des volumes rocheux plus ou moins bien arasés à l'issue d'une longue évolution (ortho-gneiss du Jostedalsbre, périphérie du massif de gneiss à pyroxènes et lames méridionales de la nappe du Jotun) sont devenus résistants à l'érosion, alors qu'un processus d'aplanissement s'est poursuivi à des niveaux plus bas. Celui-ci n'affecte que les roches les plus

sensibles à la désagrégation, en respectant plus ou moins bien ces volumes qui conservent dès lors la surface élaborée antérieurement ou n'évoluent plus que de façon ralentie. Dans un tel schéma, le déclenchement d'un nouveau "cycle d'érosion" après une phase d'érosion accélérée n'est pas obligatoire. On peut envisager la simple rupture locale d'un équilibre mobile qui régissait l'ensemble des régions concernées en réponse à un soulèvement progressif (Klein, 1974) sous l'effet d'une variation du rapport entre les vitesses des processus qui président à l'action d'aplanissement, la désagrégation des roches et l'ablation; ce rapport peut en effet devenir tel que tous les volumes rocheux ne sont plus arasés, la désagrégation devenant trop lente et peu efficace sur certains d'entre eux qui dès lors évoluent plus lentement que les autres en conservant une topographie correspondant au stade atteint avant ce changement. Celui-ci peut bien sûr correspondre à une accélération de l'ablation (en réponse à un soulèvement rapide ou à une crise climatique, par exemple) qui privilégierait l'évidement des volumes les plus sensibles à une désagrégation rapide. Mais il peut aussi résulter d'une évolution des conditions de la désagrégation des roches vers une plus grande sélectivité, en liaison avec une variation du milieu bioclimatique, sans que l'ablation et le creusement soient accélérés à aucun moment. La différenciation du relief pourrait donc être le résultat d'échecs locaux, d'origine structurale, d'un processus de regradation agissant au cours d'une évolution acyclique du type de celle qu'a décrite Klein (1959).

Dans le Sogn-Jotun, les talus plus ou moins nets qui dominent la surface principale du Sogn sont presque toujours calés sur des contacts structuraux importants (sauf dans le Jotunheim méridional, où la multiplication des contrastes de détail rend le relief chaotique, avec de nombreux lambeaux de lames charriées dominant l'aplanissement inférieur lui-même défoncé). Cette disposition, d'origine essentiellement préglaciaire, correspond à un emboîtement de 250 à 350 m; elle peut être expliquée de deux façons : ou bien les éventuels abrupts induits par une phase de soulèvement rapide ont reculé depuis la périphérie et depuis d'hypothétiques entailles, et sont venus s'adosser à des volumes résistants (et de plus en plus épais,

dans le cas des aplanissements se développant au pied d'abrupts monoclinaux), ou bien un processus plus ou moins continu de substitution de surfaces planes à d'autres surfaces planes s'est poursuivi sur toute la largeur du bourrelet montagneux en se cantonnant de plus en plus aux structures les plus altérables (roches cataclasées et très fracturées, micaschistes et autres métasédiments feuilletés). Dans le second cas, qui n'implique pas une inauguration brutale de la tendance au soulèvement, les limites sont fixées d'emblée ou ne reculent que légèrement aux dépens des volumes résistants juxtaposés ou superposés (structures monoclinales) aux roches tendres. Le processus n'est d'ailleurs véritablement un processus d'aplanissement continu que dans les parties externes du bourrelet, et il s'apparente plus au développement de larges bassins et vallées entre les importants massifs résiduels du Sogn-Jotun : il s'y est donc produit une incontestable incision, ou tout au moins une forte dégradation.

On le voit, la contradiction entre les deux hypothèses est plus apparente que réelle à l'intérieur même de la région où sont conservés de puissants bastions résiduels, et où l'emboîtement d'une nouvelle surface traduit de toutes façons une rupture avec l'évolution antérieure. En fait, le choix porte surtout sur l'évolution des régions périphériques où peut être situé le niveau de base, en l'occurrence à l'ouest et à l'est des bastions montagneux. On peut envisager un soulèvement rapide (mais assez modeste) le long de l'une ou l'autre des bordures, et le déclenchement d'un cycle d'aplanissement partiel progressant vers l'intérieur jusqu'aux volumes résistants. Mais on peut aussi suggérer que ces régions périphériques sont restées lentement et modérément soulevées tandis que les bastions de roches résistantes se dégageaient grâce à la substitution à un régime de regradation d'un processus de dégradation ou d'incision servant de point de départ au nouvel aplanissement, sous l'effet d'un changement des composants bioclimatiques de la morphogenèse, ou d'un soulèvement plus important restreint à l'actuelle région montagneuse (ce qui impliquerait une inauguration précoce, à un rythme encore lent, du régime du bourrelet montagneux). En fait, la proximité de certains bastions culminants par rapport à la façade maritime norvégienne (Jostedalbre, et surtout montagnes du Romsdal et du Trollheimen, plus au nord : Peulvast, 1977b) et donc l'étroitesse du disposi-

tif et de la surface prolongeant dans ces régions occidentales la surface principale du Sogn (fig.236) nous incitent à considérer que la coexistence des deux types de processus n'est possible qu'à l'intérieur d'une zone flexurée assez vigoureuse dans la partie haute de laquelle on pourrait aussi bien envisager le déclenchement d'un véritable cycle, selon une position simplement décalée vers l'intérieur par rapport au cas de figure précédent. A l'inverse, du côté est, où la distance est beaucoup plus grande entre le rebord des bastions culminants et les parties distales du dispositif (200, 300 km et plus), la seconde hypothèse est plus aisément envisageable, tandis que la première paraît bien peu probable. Mais en l'absence de données tectoniques et paléoclimatiques, un choix entre les deux options serait prématuré.

Nous noterons cependant que *la surface principale du Sogn*, développée à l'intérieur de la zone faîtière du bourrelet montagneux et représentée sur ses deux flancs (seulement à l'état de lambeaux étroits sur le flanc est) ne semble pas dépendre plus d'un niveau de base atlantique proche que d'un niveau de base situé à l'est et qu'elle ne présente aucune trace d'organisation en fonction de systèmes fluviaux identifiables. Un régime d'aplanissement général, autour de puissants massifs résistants, semble donc présider à sa formation, alors même que le bourrelet montagneux proprement dit n'est préfiguré dans les paysages que par ces reliefs résiduels (ce qui peut résulter d'une érosion parvenant à compenser un soulèvement lent dans les secteurs entourant ces reliefs, sinon d'une période de stabilité suivant un soulèvement plus rapide).

De même, *la surface du Valdres*, qui s'étend sur le versant oriental, est très exactement limitée par le talus frontal du Jotun, où alternent des éperons au profil émoussé dont les longues pentes et les replats correspondent à la surface principale du Sogn (Slettefjell, sud-ouest du Hemsedal), et de hautes corniches rocheuses surtout développées autour du débouché des vallées montagnardes (du Bitihorn au Hemsedal et au Hallingskarvet). Les reliefs résiduels irréguliers qui la surmontent correspondent à des faciès résistants au sein des roches métasédimentaires (quartzites, conglomérats quartzitiques). Située à la racine d'une immense surface qui porte

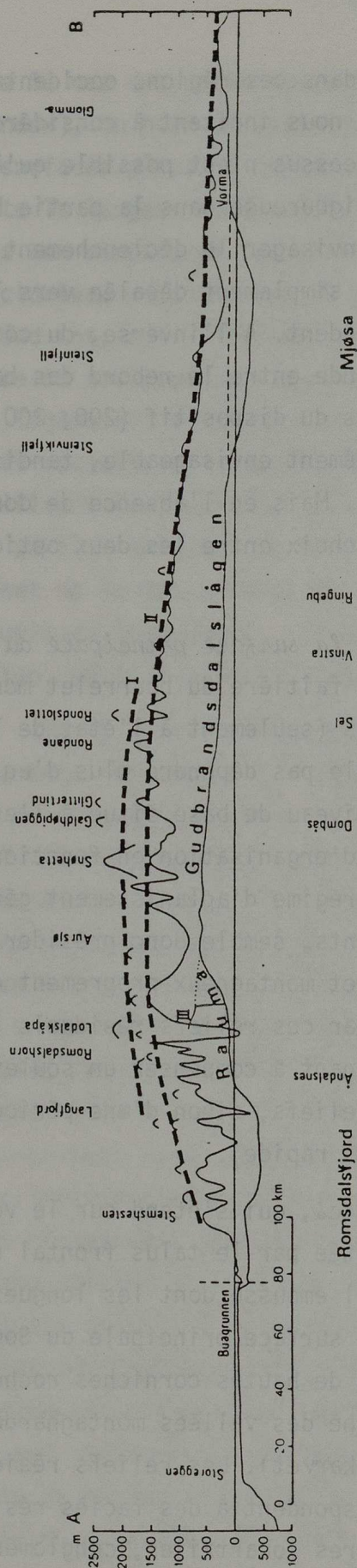


Figure 236. Coupe schématique dans le sud du Bourrelet scandinave, entre le Romsdalsfjord et le lac Mjøsa. (Peulvast, 1984 ; redessinée d'après Koltedabb, 1960 et Gjessing, 1967, et modifiée).

I - Vestiges de la surface pré-Paléocène, avec reliefs résiduels.

II - Surface post-Paléocène.

III - Vallées pré-glaciaires.

loin vers l'est et le sud-est des lambeaux de plateaux et des reliefs plus vigoureux (Peulvast, 1977a, 1978, 1984), elle peut résulter elle aussi de la substitution progressive d'un aplanissement à un autre, dans les conditions d'une altération moins agressive permettant la conservation plus ou moins bonne des surfaces antérieures sur les roches du Jotun; mais on peut aussi penser qu'après une phase d'incision, une reprise du processus d'aplanissement s'est accompagnée du recul d'un abrupt cyclique jusqu'à une corniche structurale d'autant plus élevée qu'elle a déjà limité la surface précédente (cette corniche ayant d'ailleurs pu continuer à reculer légèrement comme une cuesta lors de cet épisode et lors de l'aménagement glaciaire ultérieur, en laissant subsister des témoins proches comme le Grønsennknipa et le Grindane : fig.62). Dans le détail, la surface est composée de vastes couloirs, de gouttières et de bassins allongés et légèrement inclinés vers le SE; entre eux, des reliefs résiduels s'égrènent et s'amenuisent jusqu'au voisinage de la région d'Oslo, où ils disparaissent. Cette topographie, assez conforme au schéma cyclique de Rudberg (1965-1966) pourrait avoir atteint, jusqu'à son contact avec le bastion de roches résistantes, un stade de maturité avancée ou de vieillesse. De fait, son développement traduit une importante reprise d'érosion, mais le fait qu'elle ait été impuissante à attaquer les roches du Jotun suggère que vers le SE elle n'a pas non plus fortement affecté les roches du Bouclier baltique (gneiss, granites, quartzites) qui affleurent au-delà des unités supracrustales calédoniennes. Cette reprise n'aurait donc concerné que la partie haute d'une vaste zone flexurée (fig.237), tandis que la partie distale n'a été que regradée, dégradée ou légèrement incisée. A ce stade de l'exposé, il reste cependant difficile d'attribuer la rupture par rapport à l'évolution antérieure à une reprise ou à une accélération du soulèvement ou à une nouvelle modification des conditions bioclimatiques dans le sens d'une plus grande sélectivité de la désagrégation des roches au cours d'un processus de soulèvement resté lent. Les deux hypothèses ne sont pas contradictoires, mais le fait que l'érosion différentielle qui préside au développement du nouvel aplanissement ne soit pas, initialement tout au moins, très différente de celle qui a conditionné l'extension du précédent suggère

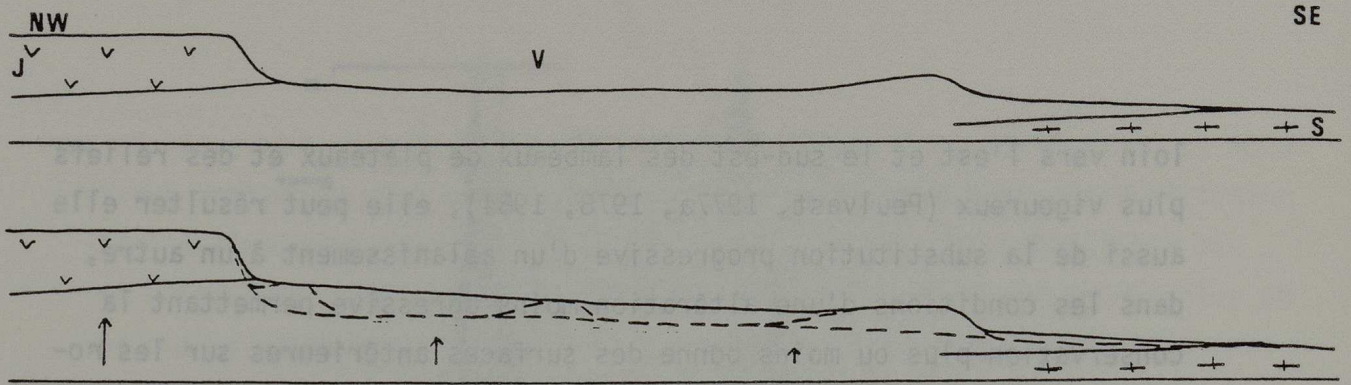


Figure 237. Schéma théorique de l'élaboration des aplanissements du Valdres.

Au premier aplanissement, dominé par quelques reliefs résiduels (par exemple : le Grønsennknipa), se substitue un second, avec ses propres reliefs résiduels, par regradation au SE, à la suite d'une reprise d'érosion modérée au pied du Jotunheim.

J : Jotunheim ; V : Valdres ; S : socle précambrien de Norvège SE.

qu'un regain de soulèvement pourrait être la cause première.

La surface d'aplanissement partiel des Lofoten-Vesterålen, et les surfaces inférieures du versant occidental du Sogn Jotun présentent des limites souvent moins précisément contrôlées par la structure, et une extension plus réduite, associée à un net emboîtement au sein des volumes montagneux. Il s'agit en fait de vastes cuvettes et de couloirs suspendus proches de la façade maritime (Lofoten-Vesterålen) ou bien ouverts sur cette façade (haute cuvette de Kaupanger et ses annexes). Leur configuration est peu différente de celle des vallées, fjords, couloirs ou basses terres littorales qui s'y emboîtent. Cette disposition indique qu'il s'agit probablement de larges bassins à fond plat, d'amples fonds de vallées et, pour les lambeaux de plateaux externes des Lofoten-Vesterålen, d'une surface d'aplanissement périphérique à laquelle ces bassins se raccordent. Mais dans les deux cas, dont la parenté, d'ordre géographique, n'indique pas forcément de corrélation chronologique, les aplanissements restent étroits, avec des limites topographiques parfois imprécises (haute cuvette de Kaupanger), et la régularité altitudinale est surtout remarquable dans les régions les plus proches de la mer (Lofoten-Vesterålen).

Plus proches du niveau de base et plus immédiatement sensibles à ses variations, ces régions ont pu, à la différence de celles des zones faîtières et du versant oriental, subir de véritables épisodes d'incision à partir de la façade; le développement de "cycles d'érosion" au demeurant fort incomplets (ou "épicycles"), a pu répondre à des phases de soulèvement accéléré ou à des épisodes eustatiques négatifs. Axées sur des zones de faiblesse, sur des bandes de roches altérables, et respectant les volumes résistants, les formes nées de ce processus mettent aussi en valeur le dispositif structural, mais dans un régime encore moins favorable au développement de grands aplanissements que celui qui a caractérisé le développement de l'étage inférieur du fjell sur le versant est (Valdres). Les versants qui les dominent ne se sont pas trouvés d'emblée calés sur des contacts structuraux majeurs, mais ils ont évolué en reculant modérément et en s'exagérant à partir des axes et des secteurs d'incision, sans venir pourtant s'adosser aux volumes résistants. On peut donc

déceler un type d'évolution particulier aux étages de formes les plus bas du Sogn-Jotun, et surtout aux régions côtières, où prend plutôt place une évolution de type cyclique, conforme à celle qu'envisage Rudberg (1954, 1965-1966) dans d'autres parties de la Scandinavie.

Quoiqu'il en soit, l'approche qui vient d'être tentée au moyen d'une argumentation purement géomorphologique nous conduit à attribuer *une signification chronologique certaine* aux grands étages du fjell, tout au moins à l'échelle des formes majeures (Peulvast, 1978). Cette interprétation, également retenue par Lidmar Bergström (1982) à l'issue d'une longue revue bibliographique sur les surfaces d'aplanissement en Europe du Nord, n'est pas incompatible avec celle de Gjessing (1967), dans la mesure où la fin du processus d'aplanissement d'un volume donné en fonction du niveau de base principal ne signifie pas l'arrêt de son évolution morphologique, alors même que les environs continuent à être abaissés par l'érosion. On constate simplement qu'aux processus d'aplanissement et peut-être de regradation qui ont présidé au façonnement des grands volumes et des étages du fjell succède, lors de l'emboîtement des formes situées en contrebas, un nouveau type d'évolution des surfaces planes et des massifs. Bien que puisse être envisagée, sous certaines conditions, une continuation des processus d'aplanissement et de recul des talus supérieurs en fonction des niveaux de base locaux déterminés par des seuils structuraux (Gjessing, 1967; Lidmar-Bergström, 1982), nous avons surtout observé, en dehors des grandes entailles, les effets d'une dégradation lente qui s'est poursuivie jusqu'au cours des périodes glaciaires. Dans les deux cas, ces formes étagées restent des systèmes ouverts, tout en étant fortement influencées dans leurs réactions aux changements de l'environnement par les caractéristiques acquises au cours de leur constitution (une idée qui remonte à Demangeon, 1910). Ces dernières s'expriment surtout dans les formes majeures, et il est donc possible, à cette échelle, de considérer comme *des héritages* les grands étages d'un ensemble qui est loin de présenter les caractéristiques de "l'équilibre dynamique" typique d'un stade de maturité généralisé (Hack, 1960; Howard, 1965; Ollier, 1981). Comme le souligne Cl. Klein (1974), "la logique des formes est bien celle de leur passé". Les étagements jalonnent autant de

ruptures au cours de l'évolution, celles-ci étant les seules réellement datables puisque les surfaces elle-mêmes continuent à évoluer après chacune de ces ruptures (à moins que l'on ne date la période au cours de laquelle elles s'élaborent en fonction du niveau de base général). La nature de ces ruptures peut être discutée au niveau du fjell, à l'écart de la façade maritime, mais elle apparaît plus clairement en ce qui concerne les relations avec les formes de creusement.

2. Les formes de creusement : les caractères de la reprise d'érosion

a. *une rupture inégalement marquée avec l'évolution antérieure.*

Alors que les données sur le développement de la surface d'aplanissement principale des Lofoten restent très partielles, les modalités du façonnement préglaciaire de l'étage inférieur de formes apparaissent plus clairement. L'enfoncement en contrebas de cette surface est proche de celui que l'on observe actuellement, tout au moins dans les grands bassins ou leurs parties distales (bassin du Sundklakkstrøm : cf. supra, chapitre VI) et peut-être à l'emplacement d'une partie des grands fjords. Dans le cas qui vient d'être cité, et dans celui de la gouttière du Sundstrøm, entre Flakstadøy et Moskenesøy (fig.11), il est possible d'établir que le creusement s'est traduit par la formation de vastes bassins aux flancs doucement inclinés et d'amples vallées en berceau, en fonction d'un niveau de base sans doute peu ou pas élevé au-dessus de l'actuel; ailleurs, le façonnement ultérieur du strandflat ne nous permet d'avoir que des présomptions sur la faiblesse des modifications subies par de telles formes au cours des séquences glaciaires et interglaciaires. Quelques indices permettent de supposer qu'un gradin intermédiaire actuellement situé vers 100 ou 120 m d'altitude a pu s'élaborer (centre de Vestvågøy, sud de Hadseløy), à moins qu'il ne s'agisse de la racine de topographies faiblement inclinées du même type que celles qui viennent d'être évoquées, et qui se seraient trouvées et suspendues lors du façonnement ultérieur du strandflat.

Quelle que soit la nature de ces banquettes discontinues et

irrégulières, il est en tout cas possible de relier directement le processus d'évidement à la baisse du niveau de base proche et d'attribuer à cette variation le rôle essentiel dans la rupture par rapport à l'évolution antérieure. Cette assertion est essentiellement fondée sur l'immédiate proximité de la mer et des limites externes des blocs soulevés qui portent les vestiges de la surface d'aplanissement principale (chapitre I). Les processus d'aplanissement proprement dits ont été interrompus, et l'on assiste incontestablement à une période d'incision et de dégradation des topographies façonnées antérieurement. En témoignent la vallée du Sundstrøm et les bassins au creusement desquels l'altération différentielle des roches a grandement participé; les nombreux alvéoles, préparés ou évidés dès les temps préglaciaires en dehors des principaux axes de creusement illustrent quant à eux l'importance du processus de dégradation lente également déclenché par cet épisode. L'importance accrue de l'ablation et du creusement contribue grandement à expliquer que les volumes les plus altérables, où l'ameublissement progresse le plus vite soient de préférence évidés tandis que des ensembles auparavant arasés, mais moins aisément altérables, se mettent à résister (par exemple les gneiss quartzo-feldspathiques du Hellfjell, sur Vestvågøy). Mais si un changement rapide du niveau de base apparaît comme la cause la plus probable de cette rupture, aussi près de la mer, cela n'exclut pas non plus la possibilité d'une évolution vers les conditions d'une altération plus limitée et plus sélective. Simplement, la fréquente similitude lithologique des volumes affectés par l'aplanissement partiel maintenant suspendu vers 350 m d'altitude et de ceux qui ont été évidés à des altitudes plus basses, suggère qu'une telle cause ne suffit pas à expliquer l'emboîtement d'entailles plus étroites au cours d'un processus de soulèvement lent et continu que l'épisode antérieur d'aplanissement aurait pu compenser en partie. Il serait alors nécessaire d'envisager l'instauration ou l'accélération d'un mouvement de soulèvement pour expliquer la genèse de l'étage inférieur. Il n'est pas moins incontestable que beaucoup de formes d'évidement préglaciaires étaient très amples, sinon "vieilles" comme le suggère Ahlmann (1919) et qu'en dehors des massifs montagneux, le creusement, accompagné ou suivi d'un recul déjà marqué des versants, a concerné des secteurs assez

larges. Ce fait est d'autant plus remarquable que le soulèvement total est vigoureux jusque sur l'actuelle façade maritime; en effet, l'hypothèse d'un faible soulèvement de la "surface paléïque" dans les régions périphériques, suggérée par Klemsdal (1982) pour expliquer le développement important et aisé de l'aplanissement partiel préfigurant le strandflat dans certaines régions côtières, ne convient pas ici si l'on entend par "surface paléïque" le plateau principal. Il s'agira bien entendu de rendre compte de ce fait au moment de dater les mouvements verticaux dans cette région et d'envisager la morphogenèse qui leur est liée.

Dans les régions plus internes du Sogn-Jotun, l'emboîtement de formes de creusement en contrebas du dernier aplanissement partiel est également assez net, alors que plus près de la façade occidentale, la dissection est telle qu'il reste difficile d'identifier des prolongements de bassins internes comme la haute cuvette de Kaupanger ou les bassins du Nordfjord intérieur et de Voss (Peulvast, 1977a, 1984). Les étapes du creusement en contrebas de la surface principale du Sogn ne peuvent donc guère être identifiées avec certitude dans cette façade au relief chaotique, mais plus à l'intérieur, des vallées se sont emboîtées plus ou moins nettement en contrebas de la haute cuvette de Kaupanger, de la surface du Valdres et des couloirs qui s'y rattachent. Cet épisode de creusement est peu identifiable dans les couloirs intramontagnards les moins larges qui, par leur configuration, ont pu suffire à canaliser les courants de glace responsables du surcreusement antérieur (Bøverdal, Ottadal). Ailleurs, la puissance du surcreusement glaciaire ultérieur a rendu difficile l'identification des vallées préglaciaires. Quelques replats le long du Sognefjord et les fonds de vallées suspendus de la tête du Naerøyfjord nous permettent de penser que l'emboîtement dans les fonds de couloirs et de bassins a pu atteindre 200 à 350 m environ, sur le versant occidental, à 100 ou 120 km de la côte (région de Kaupanger), et plus sur la bordure des plateaux et des massifs encadrant ces bassins (cf. supra, p.1361), tandis qu'il est resté faible ou inexistant dans les massifs étendus de la zone faiteière. Là encore, une baisse relative du niveau de base est probable. Cependant, l'instauration d'un régime de creusement linéaire peut être attribuée non seulement

à ce mouvement, mais aussi à l'établissement de conditions favorables à une attaque mécanique du substratum : les processus d'élargissement des entailles et de recul ou d'adoucissement des versants sont alors devenus moins efficaces le long des axes de creusement (dans le cas de la haute cuvette de Kaupanger, il est d'ailleurs possible que la relative stabilité du niveau de base local nécessaire à son façonnement ait été liée aux difficultés d'enfoncement de l'exutoire de ce bassin intramontagnard à l'intérieur des gneiss qui affleurent plus à l'ouest, jusqu'à ce qu'un creusement plus efficace y ait été possible). De toutes façons, la période de creusement linéaire précédant les premières glaciations a sans doute été relativement brève. Elle implique un mouvement vertical assez marqué par rapport au niveau de base, sur la façade ouest ainsi que sur le long versant est où les vastes dépressions de la surface du Valdres ont également été incisées. Mais l'ampleur de ce mouvement et son rôle dans la rupture par rapport à l'évolution antérieure ne peuvent être précisées qu'au moyen d'un examen des profils longitudinaux des entailles, dans leurs rapports avec le profil des étages de formes plus élevés.

b. creusement et soulèvement : les implications des profils longitudinaux préglaciaires.

L'étroitesse et le morcellement des terres dans la région des Lofoten-Vesterålen expliquent qu'en dehors des massifs montagneux, le plancher des formes de creusement ne présente guère de pente longitudinale nette, le niveau de base étant partout très proche. Malgré l'aménagement ultérieur du strandflat, nous avons souligné que cette situation devait être en grande partie réalisée dès les temps préglaciaires, et ce sur une portion de façade maritime présentant tout de même une profondeur appréciable (cf. supra, chapitre VI); elle traduit probablement l'instauration d'une très relative stabilité par rapport au niveau de base, ou celle de mouvements verticaux suffisamment lents pour être compensés par l'érosion, avant les premières glaciations et après le soulèvement plus ou moins prolongé qui a présidé au creusement. Mais ces observations restent limitées à une région côtière, tectoniquement complexe qui plus est;

la longueur des entailles est insuffisante pour que les profils longitudinaux, se réglant rapidement en fonction du niveau de base proche — exception faite des vallées faiblement alimentées des petits massifs montagneux — puissent renseigner sur le rôle respectif des déformations et des autres facteurs (morphoclimatiques surtout) dans les modalités du creusement.

Il n'en est pas de même dans le secteur du Sogn-Jotun, qui s'étend largement de part et d'autre du faite montagneux, à une distance importante de la mer. La reconstitution des profils longitudinaux préglaciaires n'est pas aisée, du fait de la rareté des vestiges identifiables et des difficultés de corrélations qui s'ensuivent. A l'ouest, le long du Sognefjord, Linton (1963) établit une corrélation entre un fond de vallée préglaciaire situé vers 600 m d'altitude à 32 km de la mer et un autre qui serait situé vers 1100 ou 1200 m dans le Fortunsdal, à 240 km de la côte, et il compare le profil longitudinal ainsi obtenu (fig.238) à celui des vallées de la région également humide du Minho, bien que l'altitude soit tout de même plus basse dans la partie aval (300 m à 135 km de l'embouchure, pour 480m à 190 km et 1000 m à 240 km). En fait, cette reconstitution nous paraît douteuse. Nous avons vu qu'un creusement préglaciaire s'est produit dans le plancher de la haute cuvette de Kaupanger, et que si dans la région de Fortun, il existe bien des planchers de vallées suspendus à 1000 m et plus (Turtagrø, environs du Mørkrisdal), quelques indices permettent de penser qu'un creusement de 300 m environ dans le plancher des bassins intérieurs devait s'être produit dans les régions de Kaupanger, de l'Aurlandsfjord et de Voss, jusque vers 500 m, et ceci à 100 ou 120 km de la mer. Quant aux plateaux qui encadrent le Sognefjord à l'ouest de Balestrand, en s'abaissant de 1000 ou 1200 m à 700-600 m d'altitude et moins dans la région de Solund (fig. 80), il est en fait difficile d'y distinguer des prolongements flexurés de la Surface principale du Sogn par rapport aux formes de dégradation de cet aplanissement et à d'éventuels replats prolongeant la haute cuvette de Kaupanger. Nous pensons qu'en fait, celle-ci s'est prolongée vers l'ouest par une vallée restée relativement étroite au sein des gneiss de l'ouest (le bassin n'ayant pu s'élargir que dans les roches altérables ou fragiles du massif du Sogn et de la bordure

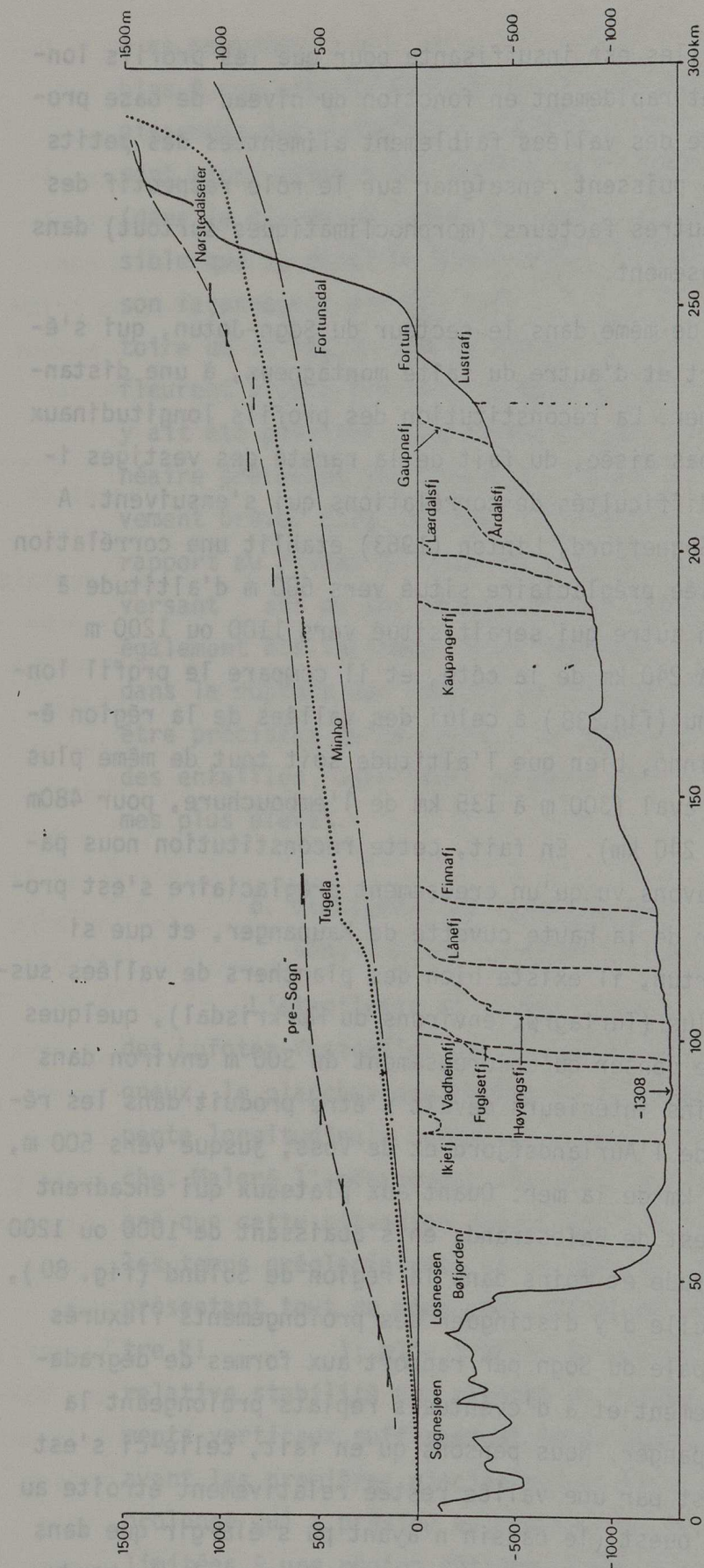


Figure 238. Profils longitudinaux du Sognefjord, du "pré-Sogn" hypothétique, et, à titre de comparaison, du Minho (Galice, d'après Linton, 1963) et de la Tugela (Natal).

Le profil du "pré-Sogn" est établi d'après des replats parfois peu nets; dont la signification est discutée dans le texte (trait épais); la moitié occidentale est la plus hypothétique. L'accentuation de la pente à l'ouest de Høyanger peut refléter les effets d'une phase de soulèvement tardive, le long de la flexure occidentale du bourrelet scandinave, avec une érosion régressive peu poussée. Sur la Tugela, les ruptures de pente sont d'ordre structural (ce qui est aussi en partie le cas pour le "pré-Sogn", avec la difficile traversée des gneiss de l'ouest).

re de nappe du Jotun); elle raccordait vers la côte à des bassins de basse altitude dont le creusement et l'élargissement se sont poursuivis ultérieurement dans la région du strandflat. La reprise de creusement préglaciaire avait probablement abouti à la constitution d'une vallée assez profonde en contrebas (sans doute au-dessous des 500 m des régions intérieures, où l'altitude des plateaux et des massifs voisins exclut tout mouvement d'affaissement par rapport aux régions plus occidentales, bien que l'on ne puisse pas exclure un soulèvement tardif de cette région, et donc du plancher de vallée, en liaison avec les dernières phases du jeu de la flexure occidentale : fig. 238). On obtient ainsi un profil préglaciaire différent de celui de Linton, assez redressé vers l'amont, plus comparable à celui des vallées du Minho et aussi à celui de vallées creusées dans d'autres bourrelets montagneux soumis à des soulèvements récents, comme celui du Natal (King, 1982, et fig. 238).

Une telle reconstitution reste bien sûr très hypothétique, mais elle implique en tout cas une sorte de redressement du profil vers l'amont par rapport à la période antérieure. Cela peut être l'effet d'un épisode d'érosion régressive répondant à une phase de soulèvement du bourrelet montagneux. Mais la périphérie des volumes déjà épargnés lors de la constitution du dernier étage du fjell n'a été que faiblement entaillée, ce qui peut s'expliquer non seulement par la brièveté de cet épisode, mais aussi par la résistance de ces volumes au creusement. Cette situation, qui prépare la localisation des surcreusements glaciaires (Linton, 1963) est liée au soulèvement des régions internes, de leurs bassins et de leurs basses surfaces. Mais le profil de ces formes, restés très peu inclinés, indique que les zones de déformation reliant le large secteur soulevé aux régions basses voisines (Mer du Nord, région d'Oslo) sont sans doute plus périphériques (fig. 236 et 238). Cette hypothèse a déjà été envisagée pour expliquer le développement des étages plus élevés. Mais dans leur cas, il n'a pas été possible d'évoquer d'emblée le rôle de l'érosion régressive et des processus cycliques, même en tenant compte de leur incontestable signification chronologique. Il est en effet nécessaire de s'interroger au préalable sur les conditions morphoclimatiques de leur développement.

B. Une interprétation morphoclimatique délicate

1. Le douteux témoignage des formes

Il est difficile de s'appuyer, comme l'ont fait certains auteurs (Strøm, 1945; Rudberg, 1954; Gjessing, 1967; Kaitanen, 1969; Büdel, 1978) sur la seule analyse topographique des formes héritées pour attribuer leur élaboration à tel ou tel système morphoclimatique. Les moins incertaines de ces formes sont les grandes surfaces d'aplanissement, qui restent assez bien identifiables quel que soit le degré de leur retouche glaciaire. Celles dont l'origine reste la plus douteuse sont les formes différenciées qui surmontent ou qui limitent les différents plateaux, et une grande partie de celles qui s'étendent en contrebas.

Jusque sur les bastions culminants et sur le fjell des régions les plus périphériques, où l'atteinte glaciaire est moins profonde, les systèmes de versants concaves ou convexo-concaves et les hautes croupes arrondies portent la marque d'une évolution qui n'a pas cessé au cours des périodes froides. Il n'est donc pas possible de raisonner de façon certaine sur l'aspect et la genèse de ces formes avant les glaciations. Il en est de même, a fortiori, pour ceux de ces versants qui sont hachés par des formes de défonçage (retombées des bastions culminants du Jostedalubre et du Breheim sur la surface principale du Sogn) et pour les plus abrupts des talus, comme la retombée SE du Hestbrepiggen ou les corniches qui constituent les rebords NW, N, E et SE du Jotunheim; nous avons pu y voir en effet les marques d'une évolution, sinon d'un recul important, sous l'effet de processus propres aux parois rocheuses et aux formes de type "alpin" (cf. supra, chapitre V).

Les arguments les plus fiables que nous ayons trouvés pour reconstituer les reliefs préglaciaires et les modalités de leur genèse concernent les grandes lignes des paysages. Les formes d'échelles moyenne et de détail ont toutes plus ou moins évolué avec des temps de réponse plus ou moins brefs sous l'effet des alternances de séquences glaciaires et interglaciaires; leur interprétation comme formes héritées des temps préglaciaires doit donc être très prudente. C'est ce qui rend assez suspectes des reconstitutions morphoclimati-

ques fondées sur l'analyse de ces formes, même lorsqu'elles sont accompagnées de considérations sur la faiblesse de la tranche de roche moyenne enlevée ou remaniée par les glaciers (Rudberg, 1954), et d'analyses morphométriques; selon nous, celles-ci ne suffisent pas à l'identification d'anciens systèmes de pédiments parce qu'elles ne tiennent pas assez compte des influences structurales, des effets de toutes les dynamiques froides et des modèles du lit rocheux comparés à ceux du manteau morainique (Kaitanen, 1969; voir aussi la discussion sur l'origine des "fly", chapitre IV). En ce qui concerne les formes d'incision, la seule certitude porte sur l'intervention de l'érosion linéaire, selon des séquences plus ou moins complexes et après des phases prolongées d'aplanissement. Nous avons pu également identifier des alvéoles de tailles variées, à l'écart des lieux d'incision maximum, mais là encore, leur expression topographique préglaciaire reste mal définie; le problème est plus ardu encore pour les bassins de la région des Lofoten-Vesterålen, dont le fond et les versants ont plus ou moins été affectés par les processus complexes de la genèse du strandflat, jusqu'à la période actuelle : aussi est-il difficile de suivre Büdel (1978) lorsqu'il affirme que des reliefs pyramidaux comme le Hoven, qui surmontent le strandflat, correspondent à d'anciens inselbergs. Nous arrivons donc à la conclusion, peut-être décevante, mais prudente, que *les formes d'échelle moyenne, et moins encore les modèles, ne peuvent être considérées comme des héritages préglaciaires bien identifiables*, même lorsque leurs modifications sont restées faibles. Seule la confrontation avec d'autres données, celles de l'analyse morphostructurale, de l'évolution épirogénique et paléoclimatique, permet de progresser; sans elle, l'attribution à des systèmes morphoclimatiques données reste peu argumentée.

2. Difficulté de rapporter des formes à des systèmes morphogéniques préglaciaires donnés.

Dans ces conditions, il est très difficile d'attribuer l'individualisation des grands volumes à tel ou tel type d'évolution morphoclimatique, même si l'âge préglaciaire du phénomène est établi. Il est tentant, cependant, de s'appuyer sur l'existence de surfaces

planes doucement inclinées et de reliefs résiduels plus ou moins coniques, comme les "fly" et les buttes du Jotunheim oriental (secteur Austhø-Okskampen, ph.49) pour en faire des pédiments surmontés par des inselbergs, comme divers auteurs l'ont suggéré ou affirmé pour plusieurs régions de la Scandinavie (Strøm, 1945; Rudberg, 1954; Gjessing, 1967; Kaitanen, 1969; Büdel, 1978). Certains massifs donnent l'impression de se détacher comme des inselbergs sur d'immenses surfaces planes (pics des Hurrungane, au-dessus du fjell encadrant le Lustrafjord, fig.48).

Le développement de pédiments et de pédiplaines, considéré depuis les travaux de King (1962) comme le processus le plus efficace de façonnement des surfaces d'aplanissement, est aussi un des meilleurs moyens d'expliquer l'individualisation de reliefs au cours de ce façonnement. Les considérations précédentes sur la configuration et la signification des aplanissements partiels étagés et des reliefs résiduels nous ont d'ailleurs conduit à préférer à l'interprétation de King (1962, 1982) fondée sur le développement des générations successives de pédiments vers l'intérieur par recul des versants raides parallèlement à eux-mêmes ("backwearing"), celle qu'ont soutenue, entre autres, Büdel (1957, 1970), Ollier (1960), Thomas (1965, 1974), Twidale (1976), Twidale et Bourne (1977), Fairbridge (1977); il s'agit de l'abaissement ("downwearing") des surfaces parallèlement à elles-mêmes et du dégagement des reliefs résiduels de résistance (tors, bornhardts, inselbergs) par la conjugaison de phénomènes d'altération profonde ("etching" avec individualisation de cryptoreliefs) et d'ablation de l'altérite ("stripping") : Thomas, 1974; Lidmar-Bergström, 1982). De plus, l'interprétation des formes de défouçage comme le résultat de l'exploitation ultérieure d'un front d'altération inégal peut parfaitement cadrer avec ces explications classiques du processus de pédimentation qui, reposant sur la variabilité des rapports entre la vitesse ou la pénétration de l'altération et l'efficacité de l'érosion superficielle, permettent à eux seuls d'expliquer des phénomènes d'emboîtement de surfaces, au cours d'un processus continu ou discontinu de soulèvement (cf. supra, p.). Il n'est cependant pas possible de trop jouer sur les variations morphoclimatiques pour rendre compte de cette façon des étagements de

de surfaces, puisque la pédimentation intervient essentiellement, après des épisodes d'altération profonde, ou au cours d'un processus plus lent de désagrégation, dans des conditions climatiques de type tropical ou sub-tropical aride, donc toujours dans des environnements chauds (Büdel, 1970; Mensching, 1970). La formation des surfaces pour lesquelles la pédimentation pourrait être invoquée (haute surface du Jostedalsbre-Jotunheim, surfaces principales du Sogn et des Lofoten-Vesterålen) aurait donc eu lieu dans de telles conditions. Mais dans ces régions, les surfaces planes sont inscrites dans la roche saine, et donc totalement dépourvues des altérites qui pourraient renseigner sur les conditions morphoclimatiques de la désagrégation; quant aux fronts d'altération, plus ou moins aménagés par la glace, ils ne présentent, dans les creux, que des racines d'altérites très peu évoluées ou les produits d'une reprise d'altération plus ou moins récente sous des conditions froides ou tempérées. Aucun argument autre que les analogies de formes utilisées par les auteurs précédemment cités et une vraisemblance liée à l'origine des surfaces d'aplanissement telle qu'elle a été reconnue dans la plupart des régions du globe (Ollier, 1981) ne peut donc être avancé en faveur d'une formation sous des conditions chaudes alternativement humides et semi-arides ou arides.

En ce qui concerne les reliefs différenciés des étages inférieurs, les formes de dégradation lente et d'incision, ainsi que les vastes bassins qui ont préfiguré les axes hydrographiques préglaciaires (haute cuvette de Kaupanger, amples gouttières du Valdres), la fin du processus d'aplanissement (hormis le développement du strandflat, exceptionnel par la multiplicité des séquences qu'implique sa genèse) et l'attaque préférentielle des volumes altérables jusque sous les conditions actuelles suggèrent que non seulement un important changement dans le régime tectonique ou épirogénique est intervenu, mais aussi l'instauration de conditions humides qui ne sont certainement plus tropicales ni subtropicales. Mais il ne s'agit là encore que d'indications, et seule l'analyse d'arguments non spécifiquement géomorphologiques peut permettre de préciser ce schéma.

CONCLUSION

De nombreux traits des paysages du Sogn-Jotun et des Lofoten-Vesterålen portent la marque des héritages préglaciaires, qu'il s'agisse des surfaces d'aplanissement étagées ou d'une grande partie des formes de dissection et de dégradation. Cette conclusion, déjà suggérée par les observations sur la répartition des dynamiques glaciaires et sur la configuration actuelle des reliefs (livre II) est confirmée par l'analyse des paramètres structuraux de l'érosion différentielle, qui nous a permis d'insister sur *le rôle essentiel de l'altération* dans l'organisation des paysages. Ses modalités ont cependant été variées, et il s'agit là d'un élément important à considérer dans l'explication des dispositifs étagés des deux régions. Mais l'investigation trouve rapidement une limite, dans la mesure où seules les grandes lignes des paysages préglaciaires restent bien identifiables et où les arguments directs sur les conditions passées de la morphogenèse restent absents. En fait, seul l'examen des conditions tectoniques et bioclimatiques de l'évolution des paysages peut permettre de progresser dans cette voie et de préciser la chronologie des événements; mais il est nécessaire pour cela de dépasser le cadre régional initialement retenu.

INTRODUCTION

Dès le début de cet ouvrage, nous avons souligné l'insertion des régions des Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jofun dans le bourrelet montagneux des Scandes, un des plus typiques des "bourrelets marginaux des continents" ("Die Randschwellen der Kontinente") définis dès 1940 par Jessen. Nous avons pu définir certaines caractéristiques de la tectonique liée à ces bourrelets, mais les renseignements sont restés fort limités, en particulier ce qui concerne la chronologie des mouvements et les relations avec les régions voisines.

Chapitre VIII

Un essai de reconstitution de l'évolution du relief, dans le contexte de la genèse du Bourrelet scandinave

Dans ces régions soulevées et dépourvues de sédiments post calédoniens, ce type de données, et celles qui permettraient d'évaluer la chronologie géologique ne peuvent provenir que des régions périphériques, et en particulier des fonds sous-marins qui s'étendent en avant de la façade maritime. L'essai qui, pour notre part, s'est traduit par une étroite collaboration avec des géologues et des géophysiciens, en particulier de l'Université de Paris-Sud, a été soutenu par l'Institut de Géologie de l'Université de Stockholm. L'essor des recherches géologiques de ce type-forme continentale depuis les années 1960 - à l'exception de données sédimentologiques encore retenues par les sociétés pétrolières responsables des forages - a permis de définir un cadre ou un contexte pour l'évolution des régions considérées. En outre, en l'absence de relations latérales directes entre les deux domaines, il convient d'être extrêmement prudent dans l'établissement de corrélations entre les structures et les données sédimentologiques des régions subsidentes d'une part, et les générations de failles ou les séquences morphogéniques identifiées sur les terres voisines d'autre part. En ce sens, notre entreprise est plus délicate encore que celle qu'a menée K. Lidmar-Bergström dans le sud de la Suède, où la présence de

"Attempts to reconstruct preglacial events can only succeed if there are pre-glacial forms to work on"

D.L. Linton, 1949, p.31.

CONCLUSION

De nombreux
Vesteraalen
gisse des
formes de
gère par
res et sur
firmée par
rentelle,
L'attention
cependant
sidères
Mais l'
où seules
identifi
de la
tions
permet
gisse des
la cadre

Chapitre VIII

Un essai de reconstruction de

l'évolution du relief, dans la

contexte de la genèse du

Boutrelet Scandinave

"Attempts to reconstruct preglacial
events can only succeed if there
are pre-glacial forms to work on"
D.S. Denton, 1976, p. 81.

INTRODUCTION

Dès le début de cet ouvrage, nous avons souligné l'insertion des régions des Lofoten-Vesterålen et du Sogn-Jotun dans le bourrelet montagneux des Scandes, un des plus typiques des "bourrelets marginaux des continents" ("Die Randschwellen der Kontinente") définis dès 1940 par Jessen. Nous avons pu définir certaines caractéristiques de la tectonique liée à cette insertion. Mais les renseignements sont restés fort limités, en particulier en ce qui concerne la chronologie des mouvements et les relations avec les régions voisines.

Dans ces régions soulevées et dépourvues de sédiments post calédoniens, ce type de données, et celles qui permettraient d'évaluer les conditions paléoclimatiques de l'évolution morphologique ne peuvent provenir que des régions périphériques, et en particulier des fonds sous-marins qui s'étendent en avant de la façade maritime. Il a donc fallu recourir à une approche pluridisciplinaire qui, pour notre part, s'est traduite par une étroite collaboration avec des géologues et des géophysiciens, en particulier de l'Université de Paris-Sud. Notre travail a bénéficié de l'extraordinaire essor des recherches sur les structures et les sédiments de la plate-forme continentale depuis les années 1960 - à l'exception de données sédimentologiques encore retenues par les sociétés pétrolières responsables des forages. Mais les renseignements ainsi obtenus concernent l'évolution d'ensemble du continent voisin, et l'on ne peut alors définir qu'un cadre ou un contexte pour l'évolution des régions considérées.

En outre, en l'absence de relations latérales directes entre les deux domaines, il convient d'être extrêmement prudent dans l'établissement de corrélations entre les structures et les données sédimentologiques des régions subsidentes d'une part, et les générations de formes ou les séquences morphogéniques identifiées sur les terres voisines d'autre part. En ce sens, notre entreprise est plus délicate encore que celle qu'a menée K. Lidmar-Bergström dans le sud de la Suède, où la présence de sédiments mésozoïques sur certains des reliefs étudiés a permis des datations plus sûres.

Néanmoins, compte tenu des interprétations déjà avancées sur des bases essentiellement géomorphologiques, l'étude de ce contexte nous permet de tenter une reconstitution des séquences morphogéniques et de l'évolution des paysages, selon une démarche déjà esquissée dans des publications antérieures (Peulvast, 1978, 1984, Fleitout et Peulvast, 1982) et utilisée également en partie par K. Lidmar - Bergström (1981). Plus qu'une datation des différentes formes du relief qu'il est impossible de considérer comme réellement figées depuis leur élaboration, nous sommes ainsi en mesure de proposer une chronologie de la morphogénèse et une explication des paysages actuels tenant compte des interrelations qui se sont établies tout au long de l'évolution entre la structure, les formes héritées (à toutes les échelles) et les différents facteurs dynamiques de la morphogénèse.

Grâce aux analogies et aux différences entre les deux régions étudiées, et à la place qu'elles occupent dans les Scandes, il est en outre possible d'étendre notre propos dans le sens d'une contribution concernant la constitution et les styles d'évolution de l'ensemble du bourrelet scandinave ; il s'agit d'une pièce versée au dossier plus général des bourrelets marginaux des régions de socle, un thème qui, au-delà des géomorphologues, intéresse également les géologues et les géophysiciens. Enfin, il paraît intéressant de montrer ce que l'approche suivie dans ce travail, et plus généralement la géomorphologie structurale et historique, apportent à une meilleure compréhension des types et des temps de réponse des différents éléments des paysages aux variations de l'environnement dans une montagne de haute latitude, connaissance indispensable à toutes les autres études géomorphologiques thématiques, fondamentales ou appliquées.

I - LE CONTEXTE TECTO - OROGENIQUE : GENESE DU BOURRELET LIMINAIRE SCANDINAVE.

L'interprétation des étagements de formes nous a conduit à envisager l'intervention dans les deux régions étudiées d' *un régime de soulèvement prolongé et peut-être discontinu* , dans une aire correspondant approximativement à celle du bourrelet montagneux des

Scandes, (bien que les limites de celles-ci résultent souvent du travail de l'érosion différentielle aux dépens des régions soulevées). Cette aire dépasse largement le cadre des régions étudiées et intéresse en fait tout le rebord occidental du Bouclier baltique, en bordure de la Mer du Nord, de la Mer de Norvège et de la Mer de Barents.

Le rebord montagneux de l'ensemble fennoscandien constitue, au nord au sud de la péninsule scandinave, un vaste bombement allongé, sur 2000 km de longueur et 300 km de largeur environ. Ce bourrelet liminaire dissymétrique a été décrit en tant que tel par Chabot (1958), Birot (1970), Peulvast (1977 b, 1978, 1984), Egeberg (1977), mais c'est dès le début du siècle que Reusch (1901) puis Mackacek (1908) et Ahlmann (1919), suivis par Strøm (1948) et O. Holtedahl (1953, 1960), principalement, ont reconnu le caractère récent du soulèvement d'un ensemble qui se confond pratiquement avec les Calédonides. Très tôt, ce soulèvement a été daté du Tertiaire (Reusch, 1901) ; la plupart des auteurs ont repris cette datation, souvent sans arguments autres qu'analogiques ou morphologiques (Strøm, 1948 : fin Miocène, fin Pliocène).

Une grande imprécision a longtemps régné sur le style même du soulèvement. La plupart des auteurs ont évoqué la dissymétrie est ouest (O. Holtedahl, 1953, 1960 : "oblique uplift"), et certains d'entre eux ont mentionné le rôle possible de failles le long desquelles le bourrelet se serait soulevé par rapport à la plate-forme continentale (O. Holtedahl, 1940 et publications postérieures). Ont été aussi mentionnées l'ampleur inégale du soulèvement (ensellement de Trondheine) et la dissymétrie plus accentuée du Troms, où le faite se rapproche de la mer avant de s'abaisser vers les plateaux du Finnmark.

Depuis quelques années, les données géographiques et sédimentologiques acquises grâce à l'exploration pétrolière en Mer du Nord et en Mer de Norvège, bouleversent les connaissances sur la marge continentale et par là même sur le bourrelet montagneux bordier, centre d'exportation de sédiments. Quelques publications récentes ont montré l'intérêt de ces données pour la connaissance de son évolution

morphologique (Gjessing, 1977, Peulvast, 1977 b, 1978, 1984, Rok-oengen et Rønningsland, 1983). Pourtant, les modalités et le rythme même de son soulèvement restent mal connus, à la différence du processus de subsidence de la marge ; c'est en grande partie dû à l'absence de sédiments récents sur le bourrelet, et aux difficultés de l'analyse morphologique dans une région marquée par les glaciations.

A - Le dispositif structural du bourrelet

1 - Les grandes lignes de la topographie

La dissymétrie de la péninsule scandinave (fig.236) est sensible sur toute sa longueur. La largeur est de 200 à 300 km, et la flèche est comprise entre 1 et 2 km. Le faite étant proche de la retombée atlantique, le versant oriental est très ample ; il est constitué de vastes plateaux disposés en gradins et parsemés, au pied d'un rebord montagneux net, de reliefs résiduels ; d'amples vallées parallèles en soulignent l'inclinaison vers le Skagerrak et la Baltique. La façade occidentale montagneuse plus étroite, de plus en plus ciselée par des cirques glaciaires vers le nord, est morcelée par de profondes auges et par un lacs de fjords et de détroits ; de Stavanger à la région de Tromsø, elle domine brutalement le *strandflat*.

Mais l'aspect du bourrelet varie beaucoup d'une extrémité à l'autre. Le faite, qui ne correspond pas toujours à la ligne de partage des eaux, est inégalement élevé. Les deux régions étudiées appartiennent à deux dômes allongés dont la flèche atteint ou dépasse 2 km. Le premier de ces dômes est centré sur le Jotunheim, entre 61 et 62° N. L'autre l'est sur les montagnes entourant la région de Narvik, du Blåmannsisen aux Alpes de Lyngen, en passant par Sarek et le Kebnekaise ; il est doublé à l'ouest par le bastion des Lofoten-Vesterålen, qui se détache de la côte. Entre ces deux bombements s'étendent les bas plateaux de la région de Trondheim et du Jämtland, où le bourrelet perd sa vigueur.

De part et d'autre, les terminaisons sont fort dissemblables. Au sud, c'est une sorte d'énorme "bout de cigare" que soulignent

un réseau hydrographique radial et le tracé convexe de la côte du Skagerrak. Au nord, le bourrelet s'incurve vers le NE, puis vers l'E en passant de l'étroit rebord montagneux du Finnmark occidental à un bombement à peine marqué qui se perd dans les bas plateaux de la péninsule de Varanger ; cette partie de l'alignement montagneux est d'ailleurs traversée de part en part par les fleuves qui rejoignent la Mer de Barents, depuis la basse "vidda" du Finnmark (Reisa, Alta, Tana).

2 - Le bourrelet et les Calédonides

Le tracé du bourrelet ne coïncide pas entièrement avec celui des Calédonides (Peulvast, 1984). Au sud, le bombement affecte le socle, et les éléments calédoniens se réduisent à la bande occidentale morcelée du Hardanger- Ryfylke, qui s'interrompt au sud de Stavanger. Plus au nord, le faite correspond partiellement aux nappes internes, et en particulier à la nappe cristalline du Jotun, la plus élevée de l'édifice.

La partie basse du bourrelet coïncide avec l'ensemble méta-sédimentaire interne de la région de Trondheim. Lui succèdent au nord les montagnes du Nord-Trøndelag, du Nordland, du Troms et des régions adjacentes de la Suède ; ici, ce sont les Internides moyennes (complexe de nappes de Seve - Köli) qui portent les plus hauts massifs. Les hauteurs du Finnmark, vite amorties vers l'est, correspondent en partie aux Externides (nappes de Gaissa et Kalak).

En dehors de ces régions, le bouclier lui-même peut constituer des massifs élevés, comme l'a montré le livre I. Il forme l'axe du bourrelet dans la Hardangervidda. Ailleurs, il constitue de larges portions de la retombée occidentale, incluant des massifs fortement soulevés, jusqu'à 2000 m dans le Jostedalsbreen. Déprimé avec les Calédonides à l'ouest du Trondheimsfjord (région de Namsos), il constitue à nouveau des massifs côtiers élevés sur les côtes du Nordland jusqu'aux Lofoten-Vesterålen, et sur celles du Troms (Senja, Kvaløy). A certaines des fenêtres plus externes correspondent aussi des massifs élevés (Store Børgefjell, Rombak). Le socle, dans lequel

s'inscrit parfois le front montagneux d'érosion, sous forme d'un abrupt d'aspect "cyclique" en contrebas du glint calédonien, participe lui-même à la retombée orientale du bourrelet, dans les grands plateaux qui s'abaissent vers la Mer Baltique et le Golfe de Botnie (Västebotten : Rudberg, 1954).

Enfin, le bourrelet incorpore dans sa retombée occidentale les bassins dévoniens EW du Sogn et du Sunnfjord, ainsi que ceux, longitudinaux, des régions côtières du Trøndelag. Cette coïncidence relative entre les affaissements tardi-calédoniens et l'actuelle côte norvégienne ne doit pas faire oublier l'existence de dépôts dévoniens au coeur du bourrelet, près de Røros, à 1100 m d'altitude.

3 - Le style du bombement

a. *Un bourrelet au relief différencié*

C'est par une généralisation du relief que peut être construite une surface-enveloppe, tangente aux ensembles topographiques. Cette opération a été réalisée sur des coupes (O. Holtedahl, 1960 ; fig. 236), et sur des cartes à petite échelle où seules les courbes de niveau espacées de 500 m, simplifiées, sont retenues (fig. 239). On s'aperçoit alors que la disposition d'ensemble exposée plus haut souffre quelques exceptions, surtout quelques décalages de la ligne de faite vers l'est, dans la région de Trondheim et dans le Norrbotten.

Le faite du bourrelet coïncide en effet fréquemment avec des roches plus massives que les métasédiments calédoniens ; c'est le cas des gneiss précambriens du Hardangervidda et du Jostedal, des quartzites du Telemark (Gaustatoppen) et des Rondane, de la nappe cristalline basique du Jotun, des massifs basiques incorporés dans les nappes internes (massifs de Sulitjelma ou de Lyngen), ou des migmatites et des amphibolites du super-groupe de Seve (Kebnekaise, Sarek, montagnes d'Abisko : Rudberg, 1954, 1962). La région plus basse de Trondheim, aux vastes horizons aplanis et aux modèles moins hardis coïncide avec de larges affleurements de séries supracrustales où prédominent des roches métapélitiques.

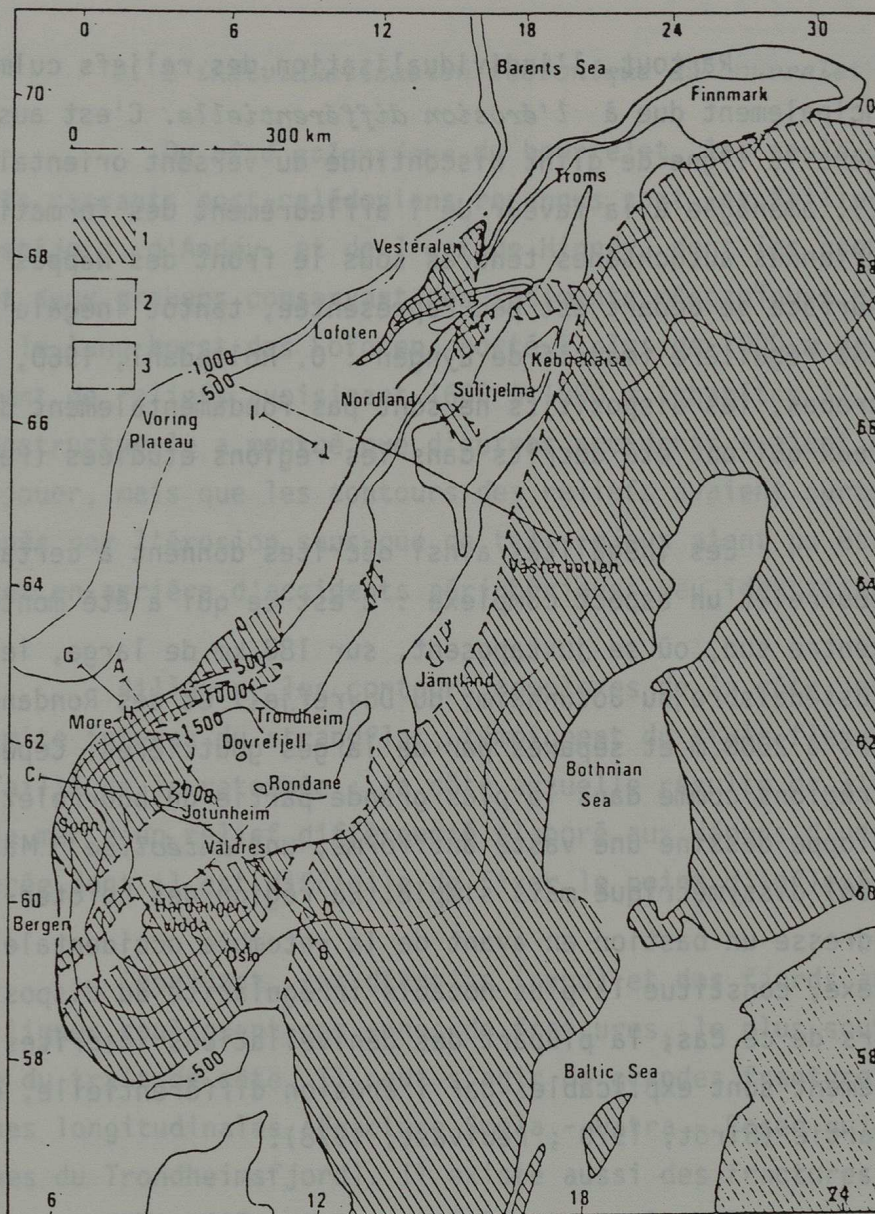


Figure 239. Carte de la surface - enveloppe du bourrelet scandinave ; en partie d'après Gjessing (1967), reproduite d'après Peulvast (1984).

Partout, l'individualisation des reliefs culminants est principalement due à *l'érosion différentielle*. C'est aussi ce que suggère la ligne de glint discontinue du versant oriental (Rudberg, 1962), aménagée à la faveur de l'affleurement des formations cambro-siluriennes autochtones tendres sous le front des nappes de charriage. La surface de départ est peu représentée, tantôt inégale (Sogn-Jotun), tantôt régulière (massif de Lyngen : O. Høltedahl, 1960, p. 509). En contrebas, les dispositifs ne sont pas fondamentalement différents de ceux qui ont été décrits dans les régions étudiées (Peulvast, 1977 b).

Les inégalités ainsi décrites donnent à certaines sections du bourrelet un aspect complexe : c'est ce qui a été montré en Norvège centre sud, où se juxtaposent, sur 180 km de large, les massifs du Jostedal, du Jotunheim, du Dovrefjell et des Rondane, tous supérieurs à 2000 m et séparés par de larges gouttières. Cependant, dans ces régions comme dans la plus grande partie du bourrelet, la surface-enveloppe dessine une vaste antiforme, une *antéclise* (Mattauer 1973, p. 406) dissymétrique mais simple. La région des Lofoten-Vesterålen, qui dresse un bastion en avant de la retombée occidentale ailleurs convexe, constitue la plus notable irrégularité du dispositif. En dehors de ce cas, la plupart des dénivellations inscrites dans le bombement sont explicables par l'érosion différentielle, en tout ou en partie (Biro, 1970 ; Peulvast, 1978).

Il n'en est pas de même pour la région déprimée de Trondheim, où des dépôts dévonien subsistent sur les plateaux relativement bas (1100 m près de Røros) de la zone faîtière et où des sédiments jurassiques existent probablement aux abords du Trondheimsfjord (Vigran, 1970). Ici, un *ensellement* existe entre les deux régions plus fortement soulevées de Norvège centre-sud et du Nordland-Troms, dépourvues de tout sédiment post-calédonien. Ces aires plus soulevées affectent la forme de *vastes dômes allongés* (Torske, 1975) ; l'axe du dôme septentrional est proche de l'ancienne zone de culmination calédonienne que soulignent les fenêtres précambriennes (chapitre II), dont le rayon de courbure est plus court que celui de l'antéclise.

coïncide avec les larges affleurements de schistes supérieurs
prédominant des roches métapeltiques.

b. *L'individualisation tectonique du bourrelet*

Du côté atlantique du bourrelet, les seuls grands accidents cassants post-calédoniens reconnus sont les failles normales du Vestfjord, d'Andøy, et de l'est de Hinnøy, dont les premières limitent deux grabens conservant des sédiments mésozoïques entre la côte et le long horst des Lofoten, porté à plus de 1000 m de hauteur en avant de reliefs avoisinant 1600 à 1800 m (chapitre I). L'étude morphostructurale a montré que d'autres accidents avaient pu jouer ou rejouer, mais que les contours des reliefs avaient surtout été façonnés par l'érosion sans que de tels rejeux aient pu être démontrés, et en arrière d'accidents périphériques peu identifiables.

Ailleurs, les contours complexes de la côte, et ceux de la limite interne du strandflat, témoignent du style flexuré plutôt que faillé de la retombée : la côte actuelle résulte de l'invasion par la mer d'un relief différencié élaboré aux dépens d'une zone flexurée dont il est difficile de fixer le point d'inflexion.

Cependant, des détroits (sund) et des fjords aux rives rectilignes soulignent des zones de fractures, le plus souvent en arrière du trait de côte. Il peut s'agir de grandes fractures calédoniennes longitudinales (fracture Smøla - Hitra - Fosen guidant les bouches du Trondheimsfjord). Il existe aussi des fractures subméridiennes ou NNW - SSE qui se multiplient sur la côte ouest de la Norvège, au sud du cap Stad. Ce sont par exemple les fractures hachant les synclinaux EW de conglomérats et de grès dévoniens, attribuées aux contraintes de distension mésozoïques et au soulèvement tertiaire du bourrelet (Nilsen, 1973 ; Indrevær et Steel, 1975) ; ces linéaments se traduisent simplement par des détroits et des dépressions creusés par les glaces, et non par des talus tournés vers le large (l'abrupt littoral suit dans ses sinuosités les contours des fjords et des dépressions d'érosion différentielle plus ou moins perpendiculaires à la côte). De même, à l'ouest de Bergen, il est impossible de préciser le rôle des grandes lignes de fractures subméridiennes (Hjeltefjord, Sotra : Ramberg *et al*, 1977) arasées par le strandflat ou seulement

évidées, dans le soulèvement de l'antéclise.

Ce problème se pose tout au long de la façade norvégienne. Selon Hast (1969), les fortes contraintes de compression horizontale mesurées en Norvège et liées à l'expansion océanique de l'Atlantique nord, se traduisent surtout par des jeux de fractures perpendiculaires et parallèles à la côte, et ceux-ci sont donc relativement récents ou actuels. Les fractures du Lysefjord, de Bergen, de Solund, celles des Lofoten - Vesterålen, celles qui ont guidé les fjords transversaux du Sogn et du Møre peuvent correspondre à un tel schéma, bien qu'elles suivent pour la plupart des directions calédoniennes ou antérieures, et que là aussi aucun rejeu ne soit démontré. On peut noter cependant que la sismicité actuelle est relativement forte sur la côte ouest de la Norvège et sur la marge continentale (Husebye *et al*, 1978 ; fig. 240). Même compte tenu des effets du relèvement isostatique, le phénomène reste remarquable et peut faire envisager l'existence et le jeu d'accidents cassants dans cette zone côtière ; ils peuvent répondre aux contraintes signalées par Hast, et à celles qui sont liées aux phénomènes de charge et de décharge de la lithosphère dépendant du soulèvement épirogénique des Scandes et de l'accumulation de sédiments devant la côte ouest. C'est de cette façon que Gabrielsen et Ramberg (1979) interprètent de forte activité sismique de la région intensément faillée de Meløy, au nord-ouest du Svartisen. Plus au sud, la limite abrupte entre les sédiments cénozoïques du Ravin norvégien et le socle de la façade du Sogn et du Hordaland a été interprétée comme le résultat probable du jeu récent et répété d'une faille NS parallèle à celles qui ont été repérées sur le continent (Rokoengen et Rønningsland, 1983 ; fig. 241). Pourtant, les reliefs de faille originels sont apparemment absents, ou difficilement démontrables (Stephansson, 1978), et les sillons longitudinaux sous-marins de la plate-forme continentale (O. Holtedahl, 1940) longtemps interprétés comme des zones affaissées ou excavées le long de lignes de failles jalonnant les limites de l'antéclise, ont été réinterprétés comme des dépressions d'érosion différentielle fluviatile ou glaciaire (Sellevoll et Sundvor, 1974) au contact du socle et des sédiments mésozoïques inclinés vers l'extérieur - l'action

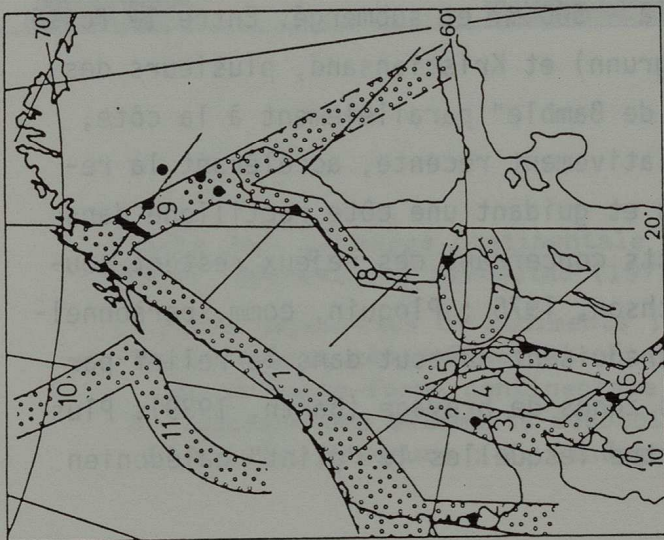
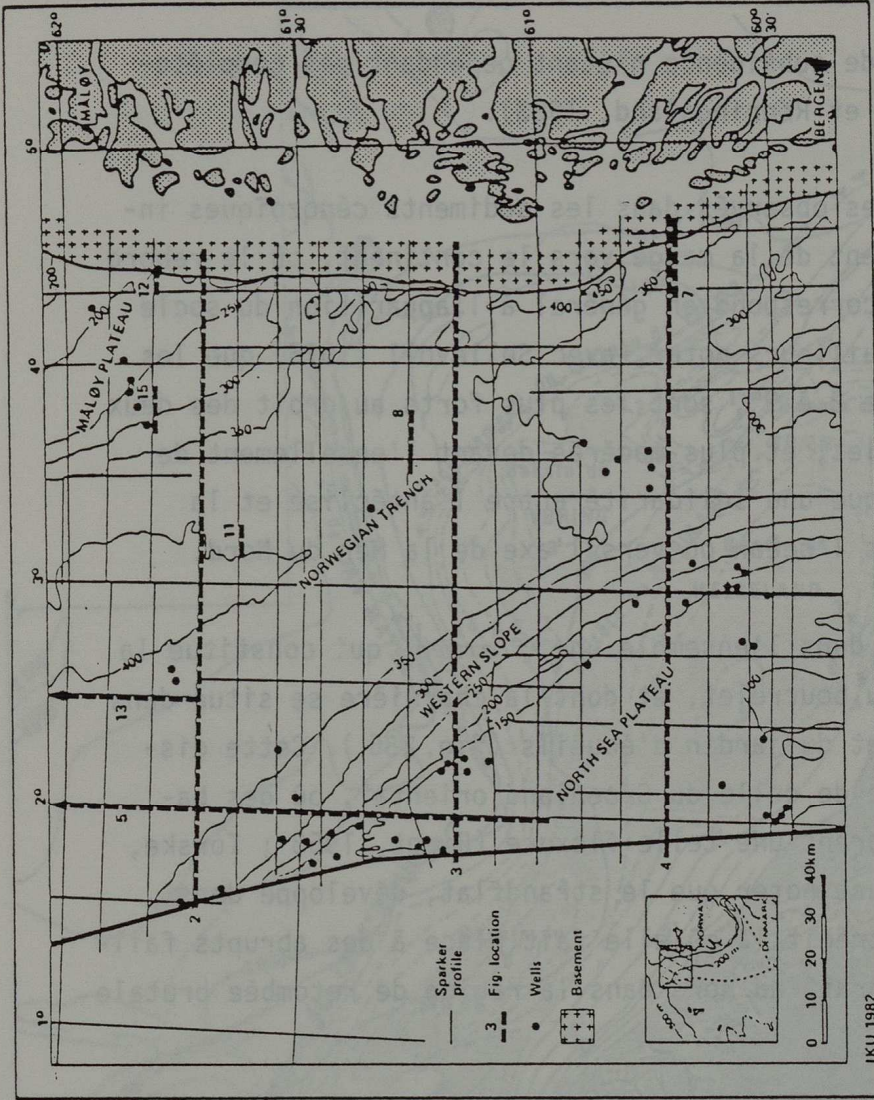


Figure 240. Grandes zones séismotectoniques de Fennoscandie (Stephanssen, 1978 ; Strömberg, 1976).

- 1 : zone calédonienne ; 2 : zone ouest norvégienne ; 3 : zone du rift d'Oslo ; 4 : zone des Mylonites ; 5 : zone des Hypérites ; 6 : zone de la Fosse dano-polonaise ; 7 : zone des Leptites ; 8 : zone botnienne ; 9 : zone lapone ; 10 : zone de la Mer de Norvège ; 11 : zone de la plate-forme norvégienne.
- Les points indiquent les zones d'activité néotectonique ; traits continus : grandes zones tectonisées.



IKU 1982

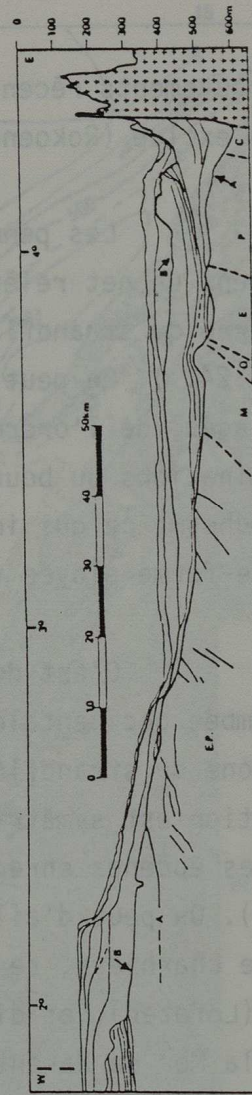


Figure 241. Bathymétrie de l'est de la Mer du Nord et coupe géologique schématique EW par 61° 10' N (3 ; Rokoengen et Rønningssland, 1983).
 A : discordance pliocène ; B : Base du Quaternaire ; EP : Pliocène inférieure ; M : Miocène ; O : Oligocène ; E : Eocène ; P : Paléocène ; C : Crétacé ; J : Jurassique.

de mouvements récents de subsidence n'étant cependant pas complètement exclue (Rokoengen et Rønningsland, 1983).

Les pendages observés dans les sédiments cénozoïques indiquent un net relèvement de la marge vers le continent, où le rebord externe du strandflat correspond en général à l'apparition du socle (fig.242). On peut d'ailleurs noter, avec Sellevoll (1975) que les pendages, de l'ordre de 2 à 9°, sont les plus forts au droit des deux culminations du bourrelet, et plus modérés devant l'ensellement de Trondheim, ce qui indique une solidarité entre l'antéclise et la plate-forme ployée vers l'océan ou vers l'axe de la Mer du Nord.

C'est donc dans l'ensemble une *flexure* qui constitue la retombée occidentale du bourrelet, et dont la charnière se situe dans la zone du strandflat et du jardin d'écueils (fig.236). Cette disposition est symétrique de celle du Groenland oriental, où des basaltes éocènes enregistrent une telle flexure (Biro, 1958 ; Torske, 1972). On peut d'ailleurs noter que le strandflat, développé dans cette charnière, se rétrécit là où elle fait place à des abrupts failles (Lofoten), et disparaît au nord dans la région de retombée brutale sur la Mer de Barents.

Sur la *retombée orientale* du bourrelet, c'est à l'extrémité méridionale, près du Skagerrak, que l'on peut identifier des failles des zones de fractures, de direction NE - SW, qui ont pu jouer un rôle dans l'individualisation du bourrelet par rapport à un compartiment affaissé, surcreusé (à - 500 m) et submergé. Entre le fossé d'Oslo (région de Skien - Porsgrunn) et Kristiansand, plusieurs des failles qui hachent la "région de Bamble" parallèlement à la côte, ont pu rejouer à une époque relativement récente, accélérant la retombée des bas plateaux côtiers et guidant une côte rectiligne dans l'ensemble. Les arguments directs concernant ces rejeux restent toutefois faibles (Ramberg et Smithson, 1975 ; Ploquin, comm. personnelle, 1979), car ces failles se traduisent surtout dans le relief par des sillons excavés le long des zones de broyage (Barth, 1939). Plus au nord, des surfaces planes entre lesquelles le "glint" calédonien

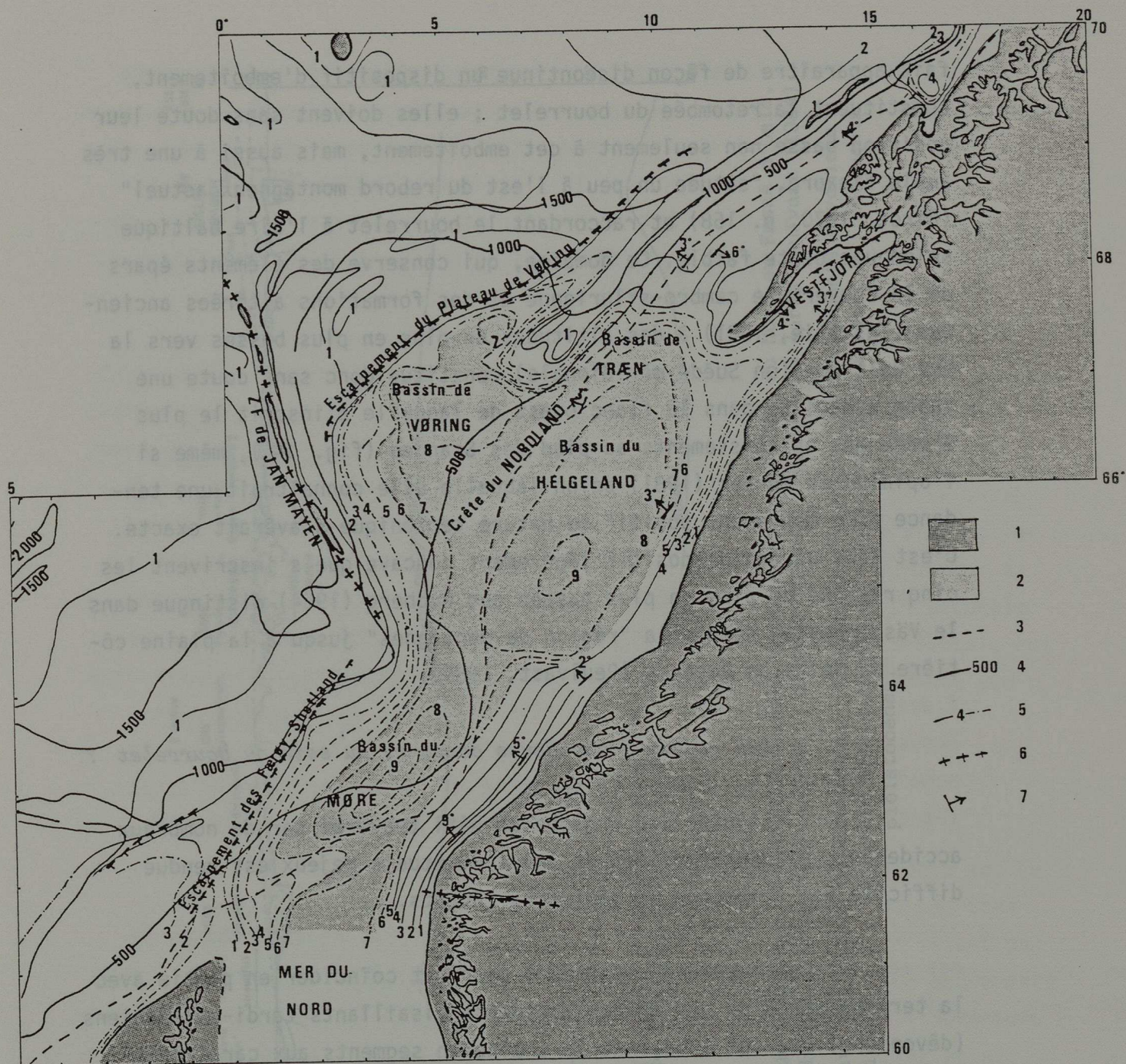


Figure 242. La marge continentale norvégienne d'après Sellevoll (1975), Rønnevik et Navrestad (1977), Dekko (1975), Prost (1975)

1. Aires dépourvues de sédiments ; 2. Aires de grande épaisseur de sédiments mésozoïques et cénozoïques (> 6km) ; 3. Rebord de la plate-forme continentale ; 4. Isobathe (brasses) ; 5. Isopaque des sédiments mésozoïques et cénozoïques (km) ; 6. Faille, fracture ; 7. Pendage des sédiements tertiaires.

fait apparaître de façon discontinue un dispositif d'emboîtement, constituent la retombée du bourrelet ; elles doivent sans doute leur position basse non seulement à cet emboîtement, mais aussi à une très ample flexure, "située un peu à l'est du rebord montagneux actuel" (Biro, 1970, p. 158) et raccordant le bourrelet à l'aire baltique selon une pente faible. Ce domaine, qui conserve des éléments épars de la couverture cambro-silurienne et des formations altérées anciennes (Talvitie, 1981) à des altitudes de plus en plus basses vers la Mer Baltique (en Suède méridionale) constitue donc sans doute une vaste synclise dans le flanc ouest de laquelle s'inscrit le plus étendu des aplanissements au pied des Scandes (fig. 243), même si l'opinion de Mörner (1981) selon laquelle elle connaîtrait une tendance à un mouvement positif de nature tectonique s'avérerait exacte. C'est dans un tel dispositif légèrement concave que s'inscrivent les cinq régions de plus en plus basses que Rudberg (1954) distingue dans le Västerbotten depuis la "région de montagnes" jusqu'à la plaine côtière du Golfe de Bothnie (Peulvast, 1984).

c. Des rejeux d'accidents cassants au sein du bourrelet ?

L'antéclise englobe un bâti traversé par de nombreux accidents ; l'identification de leurs éventuels rejeux est rendue difficile par l'absence de sédiments récents.

La coupure du Vestfjord pourrait coïncider en partie avec la terminaison d'un des grands accidents cisailants tardi-calédoniens (dévonien) qui ont tronçonné la chaîne en segments aux caractéristiques différentes (Guézou, 1979, comm. personnelle). De même, l'accident rhexmatique est ouest individualisé par Prost (1975) du lac Storsjø (Norvège orientale) au lac Vågâ et au Nordfjord, et qui joue depuis le Précambrien tardif, a rejoué lors de l'orogénèse calédonienne, contribuant à séparer les segments d'Otta-Grong et de Bergen Jotun (terminaison septentrionale de la nappe du Jotun) ; il n'est pas sûr qu'il ait rejoué au sein du bourrelet (les énormes reliefs résiduels de la Snøhetta et des Rondane, au nord, ont des altitudes proches de celle du Jotunheim, au sud), mais son prolongement occi-

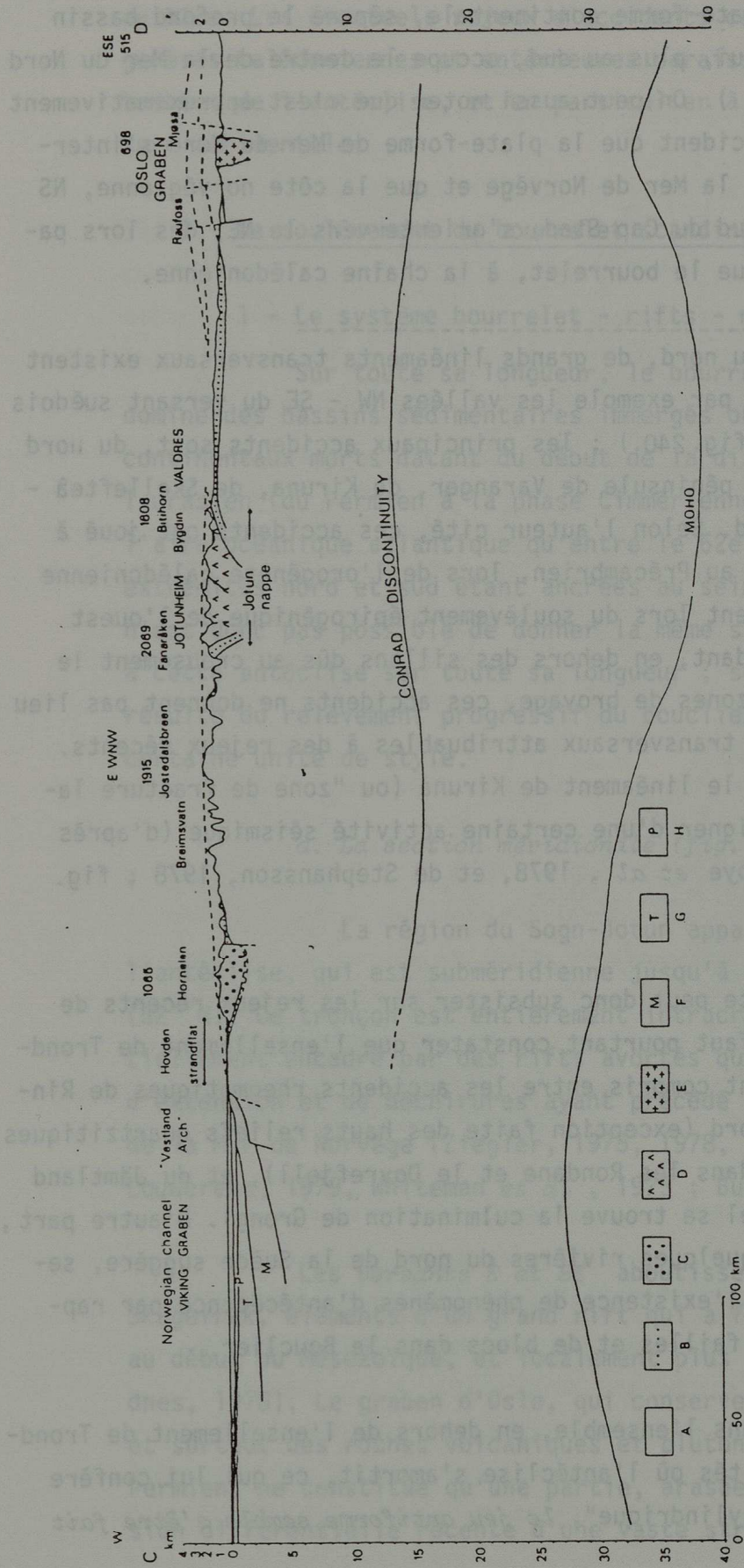


Figure 243. Profil schématique à travers le sud du Bourrelet scandinave, de la Mer du Nord au Fossé d'Oslo. En partie compilé d'après Sellevoll (1973), Seguin (1971), Ziegler (1978). Reproduit d'après Peulvast (1984).

A : socle ; B : métasédiments des nappes calédoniennes ; C : roches du Jotun ; D : sédiments dévoniens ; E : roches intrusives permienes ; F : sédiments mésozoïques ; G : sédiments tertiaires ; H : sédiments pléistocènes.

dental, sous la plate-forme continentale, sépare le profond bassin du Møre de celui qui, plus au sud, occupe le centre de la Mer du Nord (cf. infra, p.). On peut aussi noter que c'est approximativement au droit de cet accident que la plate-forme de Mer du Nord s'interrompt au-dessus de la Mer de Norvège et que la côte norvégienne, NS et rectiligne au sud du Cap Stad, s'oriente vers le NE, dès lors parallèle, de même que le bourrelet, à la chaîne calédonienne.

Plus au nord, de grands linéaments transversaux existent aussi, qui guident par exemple les vallées NW - SE du versant suédois (Strömberg, 1976, fig.240) ; les principaux accidents sont, du nord au sud, ceux de la péninsule de Varanger, de Kiruna, de Skellefteå - Kuopio, du Jämtland. Selon l'auteur cité, ces accidents ont joué à plusieurs reprises au Précambrien, lors de l'orogénèse calédonienne et aussi probablement lors du soulèvement épirogénique de l'ouest scandinave ; cependant, en dehors des sillons dûs au creusement le long de certaines zones de broyage, ces accidents ne donnent pas lieu à des escarpements transversaux attribuables à des rejeux récents. Actuellement, seul le linéament de Kiruna (ou "zone de fracture lapone") semble témoigner d'une certaine activité sismique (d'après les cartes de Husebye *et al* , 1978, et de Stephansson, 1978 ; fig. 240).

Le doute peut donc subsister sur les rejeux récents de ces accidents. Il faut pourtant constater que l'ensellement de Trondheim est précisément compris entre les accidents rhégnatiques de Ringebu - Vågâ-Nordfjord (exception faite des hauts reliefs quartzitiques conservés au nord dans les Rondane et le Dovrefjell), et du Jämtland (juste au sud duquel se trouve la culmination de Grong). D'autre part, la disposition de quelques rivières du nord de la Suède suggère, selon Rudberg (1976) l'existence de phénomènes d'antécédence par rapport à des jeux de failles et de blocs dans le Bouclier.

Mais dans l'ensemble, en dehors de l'ensellement de Trondheim et des extrémités où l'antéclise s'amortit, ce qui lui confère un caractère non "cylindrique", *le jeu antiformal semble s'être fait*

en bloc. Les éventuels rejeux d'accidents cassants hérités des orogénèses calédoniennes et antérieures paraissent être limités aux re-tombées de l'antéclise, et en particulier à la charnière de la flexure occidentale.

B - Le soulèvement du bourrelet scandinave

1 - Le système bourrelet - rifts - marge continentale

Sur toute sa longueur, le bourrelet marginal fennoscandien domine des bassins sédimentaires immergés où sont enfouis des rifts continentaux morts datant du début de la dislocation du continent laurasien (du Permien à la phase Cimmérienne tardive) ; il ne borde l'aire océanique atlantique qu'entre le 62e et le 70e parallèle, les extrémités nord et sud étant ancrées au sein du craton européen. Il n'est donc pas possible de donner la même signification structurale à cette antéclise sur toute sa longueur ; seul le flanc oriental, qui résulte du relèvement progressif du bouclier, stable, présente une certaine unité de style.

a. *La section méridionale (fig. 243)*

La région du Sogn-Jotun appartient à la partie sud de l'antéclise, qui est subméridienne jusqu'à la latitude du cap Stad (62° N). Ce tronçon est entièrement intracratonique, mais il est partiellement encadré par des rifts avortés qui témoignent de mouvements d'extension et de déchirures ayant précédé ou accompagné l'ouverture de la Mer de Norvège (Ziegler, 1975, 1978, 1982a, 1982b, Ziegler et Louwerens, 1979, Whiteman *et al*, 1975 ; Burke, 1976 ; fig. 244).

Les versants E et SE aboutissent au fossé d'Oslo et du Skagerrak, éléments d'un grand rift qui a fonctionné au Permien et au début du Mésozoïque, et localement plus tard (Ramberg et Spjældnes, 1978). Le graben d'Oslo, qui conserve des sédiments paléozoïques et surtout des roches volcaniques et plutoniques mises en place au Permien, ne constitue qu'une partie, arasée puis exploitée par l'érosion différentielle récente d'une vaste structure bombée et coupée

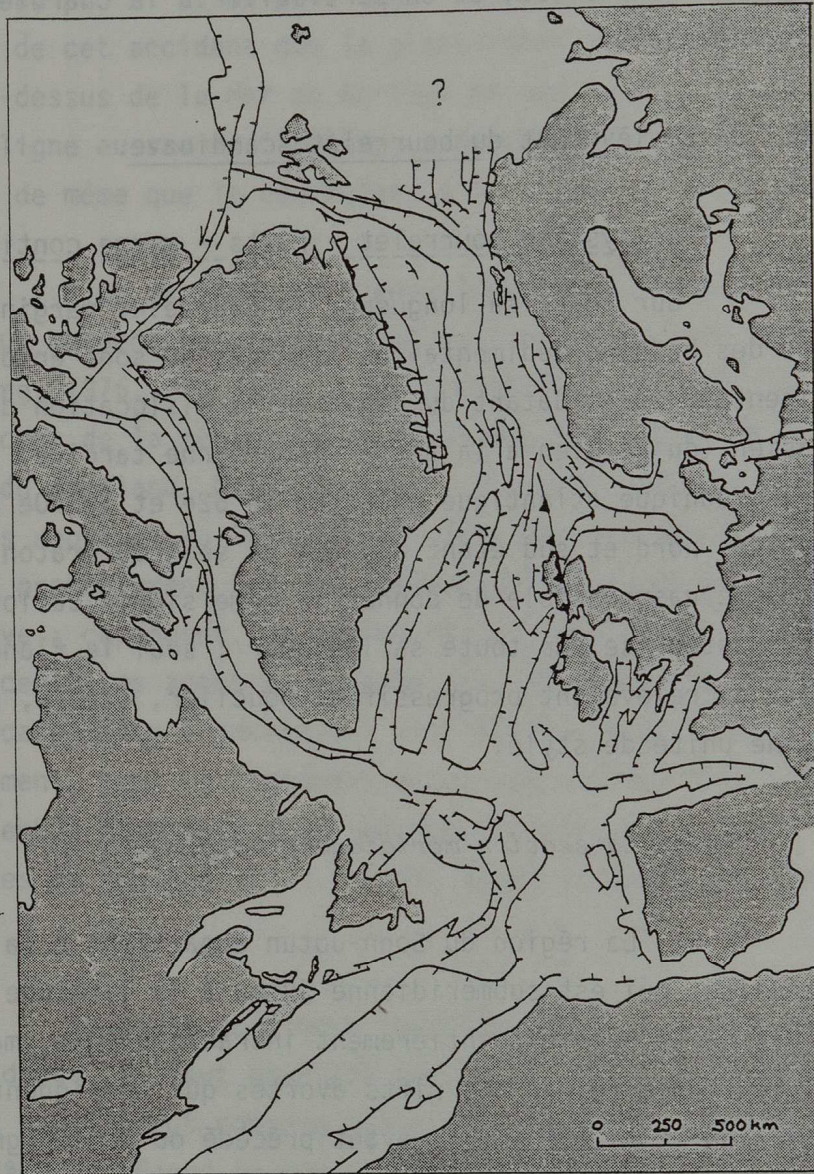


Figure 244. Le domaine arctique et nord-atlantique et ses systèmes de rifts au Mésozoïque.

D'après Ziegler, 1978.

par un rift axial ; sa flèche théorique, estimée grâce à l'affleurement actuel de complexes hypovolcaniques, a pu atteindre 3 à 4 km au-dessus de la surface actuelle (fig. 241) ;

Se prolongeant sous le Skagerrak (Ramberg et Smithson, 1975), cette structure, qui n'a plus d'expression directe dans la surface - enveloppe du bourrelet scandinave, témoigne de la forte distension qui, vers la fin de l'orogénèse varisque, a affecté le craton laurasien unifié depuis la fin de l'orogénèse calédonienne. A la flexure qui constitue la limite occidentale du "fossé" d'Oslo succèdent au sud les failles bordières du Skagerrak (région de Bamble), qui ont pu également rejouer au Permien. Au sud, ces structures entièrement développées dans le socle précambrien se raccordent par une ancienne jonction triple au grand accident faille NW - SE de la "ligne de Tornquist", qui borde le Bouclier baltique au-dessus du profond fossé dano - polonais (Danish - Polish Trough).

A l'ouest, la partie méridionale du bourrelet domine la plate-forme faiblement immergée de *la Mer du Nord*. Elle en est séparée par le large Ravin norvégien, qui a été rattaché par Sellevoll et Sundvor (1974) à la famille des sillons longitudinaux des plate-formes englacées. En fait, Rokoengen et Rønningsland (1983) ont montré la nature complexe de ce large sillon : celui-ci résulte des effets combinés d'un affaissement localisé et de l'érosion fluviatile le long de la façade norvégienne, puis d'un surcreusement glaciaire accentué par la continuation du mouvement de subsidence jusqu'au cours du Quaternaire.

Les recherches géologiques liées à l'exploration pétrolière ont montré la complexité des structures au sein des milliers de mètres de sédiments accumulés du Paléozoïque supérieur au Cénozoïque. Si les sédiments tertiaires sont disposés en un vaste bassin synclinal dont l'axe subméridien est approximativement équidistant de la Scandinavie et de la Grande Bretagne, les structures sous-jacentes, qui affectent le socle et les sédiments jusqu'au Paléocène sont celles d'un long rift complexe dont le tracé coïncide avec l'axe

de subsidence tertiaire (fig. 245). Devant la côte norvégienne, depuis la jonction avec le fossé EW du Moray Firth jusqu'au talus continental menant au Bassin norvégien, ce rift a reçu le nom de "Viking Graben" (Whiteman *et al*, 1975). Au sud, jusqu'aux Pays Bas, il se prolonge par le "Central Graben". Il est bordé du côté norvégien par le horst appelé "Vestland Arch" (Deegan et Scull, 1977), et par d'autres grabens et demi-grabens (West Norway Trough, Bassin de Horda) représentant les blocs dénivelés par failles normales contraires sur les flancs du dôme initial dans lequel s'est ouvert le rift. Le Viking Graben, large au total de 150 à 200 km, a fonctionné du Trias au Paléocène (Ziegler, 1975, 1978). Il appartient à un système de rift triple dont les autres "bras avortés" ("failed arms") se trouvent plus au nord sur la marge norvégienne, sur la côte est du Groenland et sous la marge sud-orientale du Groenland au sud du Scoresby Sund (Surlyk, 1977).

Les coupes publiées par Ziegler (fig. 245) montrent que ces structures faillées, dont les parties hautes bordant le rift ont été arasées après une phase importante de soulèvement survenue à la fin du Danien (phase dite laramienne, Ziegler, 1978 ; Ziegler et Louwerens, 1979) accompagnant le début de l'expansion océanique en Mer de Norvège, sont fossilisées sous la couverture discordante. En dehors des niveaux paléocènes, celle-ci n'enregistre aucune faille jusqu'aux abords de la côte norvégienne où le socle se relève rapidement vers l'est, peut-être localement le long d'une ligne de faille (Rokoengen et Rønningsland, 1983). Il n'est donc pas exact d'assimiler, comme le fait Torske (1972) le bourrelet scandinave à une simple lèvre soulevée de rift, même si ces régions ont pu faire partie de la périphérie du dôme, maintenant disparu, associé à ce rift. Il constitue bien une *antéclise*, située à 80 ou 100 km du graben, dominant le bassin remblayé de la Mer du Nord ; ce bassin a fonctionné en *synéclise* dès que le rift est devenu inactif. La signification tectonique est donc différente. Il n'en reste pas moins que la charnière entre les deux aires, qui coïncide avec la région côtière et qui constitue généralement plus une flexure que le système faillé naguère supposé par G. Holtedahl (1960) porte les marques d'une fracturation subméri-

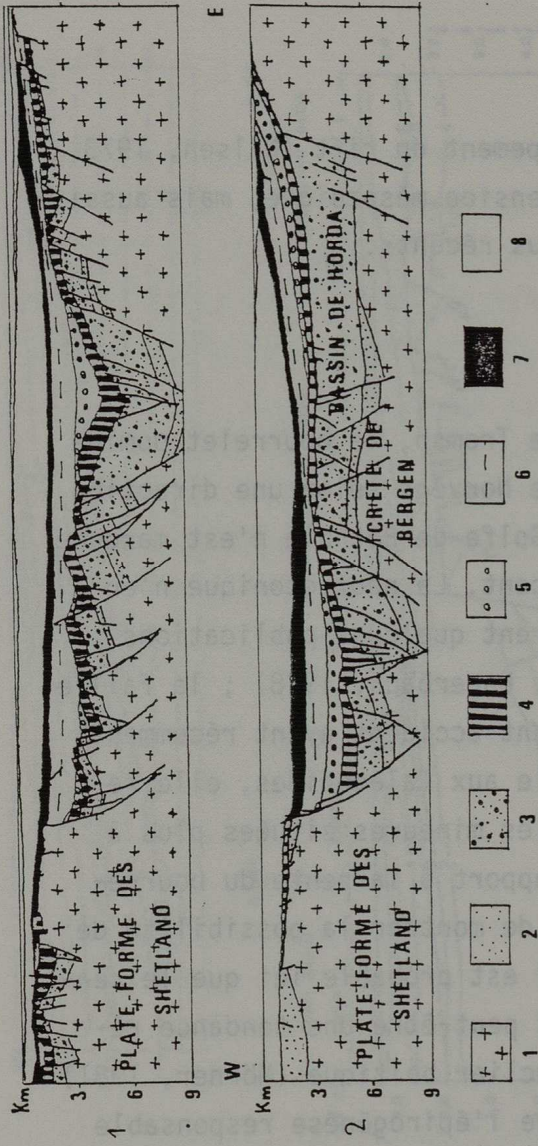
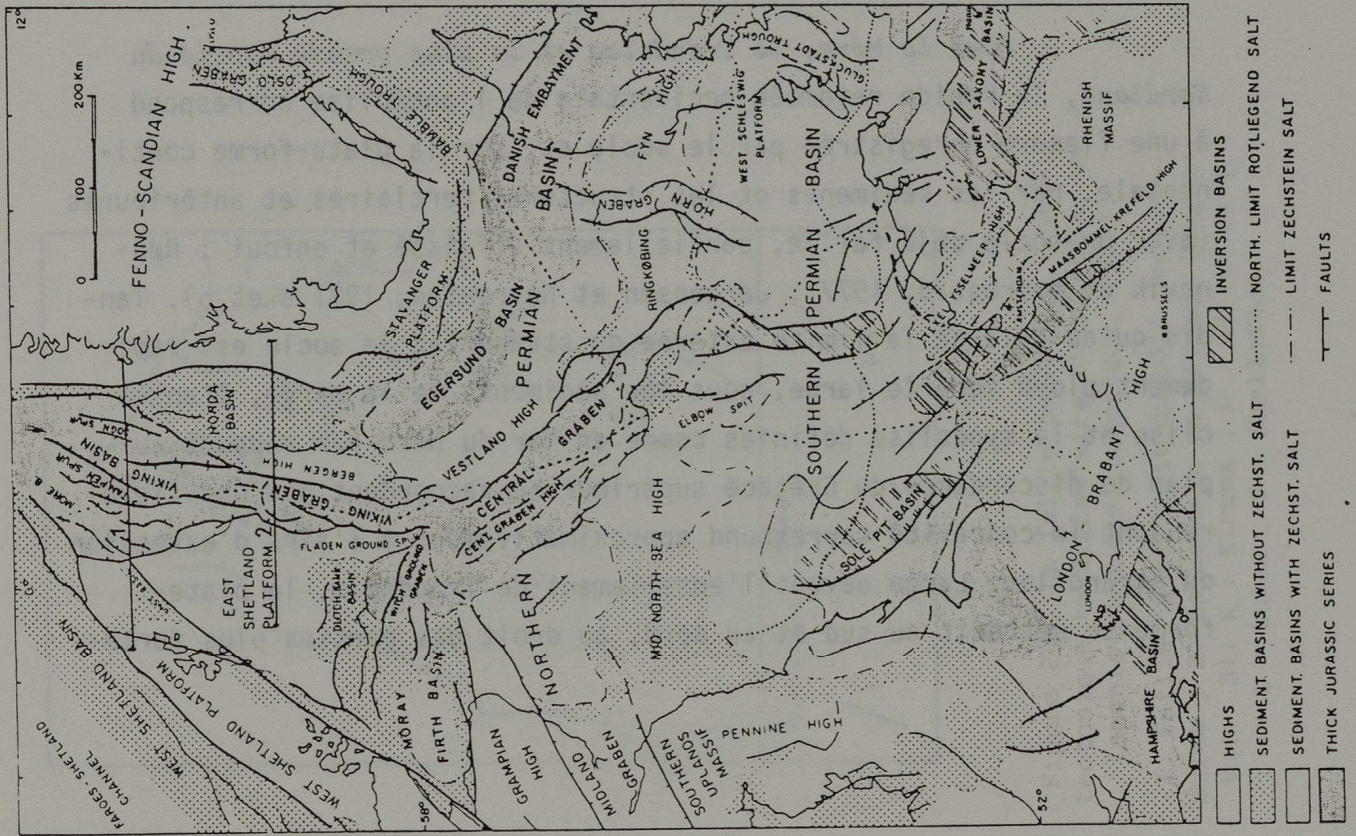


Figure 245. Structure de la mer du Nord : carte et profils géologiques ; d'après Ziegler (1978) et Ziegler et Louwerens (1979).

Carte : traduction de la légende. Zone hautes, Bassins sédimentaires sans sel du Zechstein, Bassins sédimentaires avec sel du Zechstein, Séries jurassiques épaisses, Bassins d'inversion, Limite nord du sel du rotliengend, Limite du sel du Zechstein, Failles.

Coupes (localisation : cf. carte) : 1 : socle ; 2 : Permo-dévonien ; 3 : Trias ; 4 : Jurassique ; 5 : Crétacé inférieur ; 6 : Crétacé supérieur ; 7 : Paléocène ; 8 : Tertiaire moyen et supérieur.

dienne probablement associée au développement du rift (Nilsen, 1973, Ramberg *et al.*, 1977) et donc à la distension mésozoïque, mais aussi à quelques jeux ou rejeux de failles plus récents.

b. *La section médiane*

Du cap Stad à la région de Tromsø, le bourrelet domine la plate-forme continentale et la Mer de Norvège selon une direction SW - NE. Sa *retombée orientale* vers le Golfe de Bothnie n'est marquée par aucun accident cassant majeur et récent. La néotectonique n'en est pourtant pas absente, comme le montrent quelques publications récentes (Lundquist et Lagerbäck, 1976 ; Lagerbäck, 1978) ; la faille de Pärve, en Laponie est le plus important accident ayant récemment rejoué (25 m de jeu Holocène) ; parallèle aux Calédonides, elle regarde vers l'ouest, comme d'autres failles mineures situées plus à l'est, et elle est donc contraire par rapport à la pente du bourrelet (fig. 246). Son intérêt est surtout de montrer la possibilité de rejeux de vieilles dislocations, mais il est probable ici que le réajustement isostatique post-glaciaire, et peut-être une tendance récente au soulèvement épirogénique du bouclier baltique (Mörner, 1981) sont plus impliqués dans ce phénomène que l'épirogénèse responsable du bourrelet montagneux.

Dans le Møre, le Trøndelag et la plus grande partie du Nordland, la rapide retombée occidentale de l'antéclise correspond à une flexure enregistrée par le socle et, sur la plate-forme continentale, par les sédiments et les structures tertiaires et antérieures (avec un socle déjà faillé, partiellement affaissé et enfoui : Rønnevik et Navrestad, 1977 ; Jørgensen et Navrestad, 1981 a et b). Tandis qu'au-delà de la limite externe du strandflat le socle est rapidement ployé vers le large, sous les sédiments de la marge, l'antéclise et la synéclise définies comme en Mer du Nord par rapport au plan de discordance du Crétacé supérieur se raccordent par une flexure dont la concavité correspond approximativement à l'aire d'extension du strandflat. Large devant l'ensellement de Trondheim, la plate-forme se rétrécit au sud et au nord, au droit des parties plus forte-

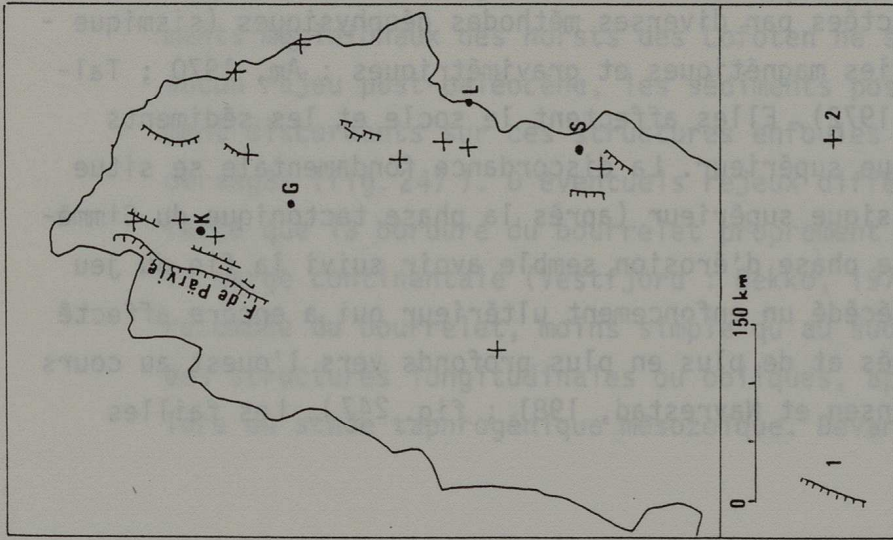


Figure 246. La faille de Pärvie : neo-tectonique tardiglaciaire et holocène en Laponie suédoise (Lagerbäck, 1978).

1. Faille, avec rejet du côté des bar-
bules ; 2. Epicentres de séismes (magni-
tude 3). K : Kiruna ; G : Gällivare ;
L : Luleå ; S : Skellefteå.

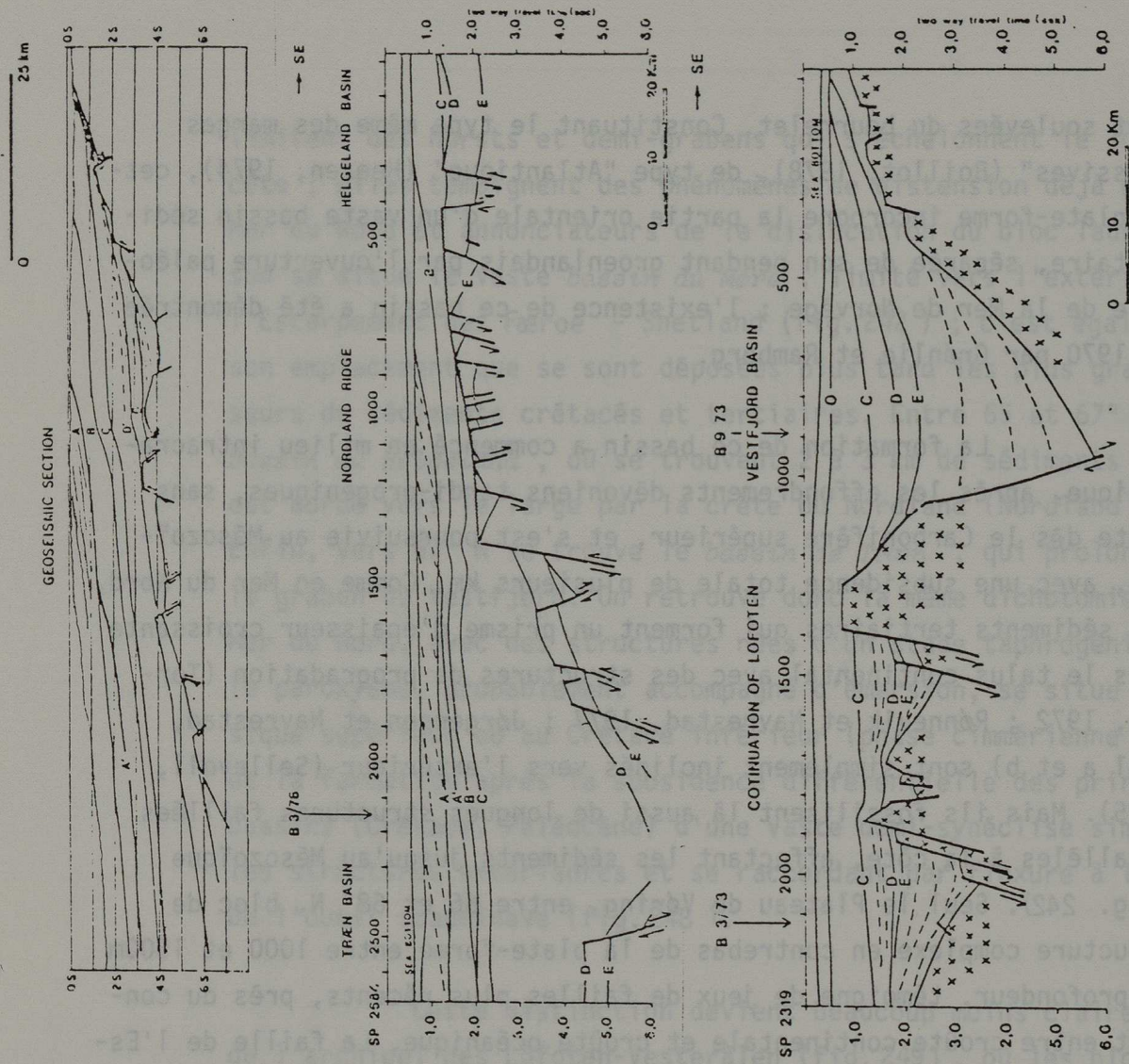


Figure 247. Coupes dans la marge norvégienne. D'après Jørgensen et Navre-
stad (1981) : lignes B-2/75, devant le Romsdal ; B-6/71, au niveau de
Troenøy ; B-40/78, au SW des Lofoten ; orientation NW-SE).

Age des réflecteurs : A : Miocène inférieur ; A' : Chattien moyen (mi-
Oligocène) ; B : sommet de l'Eocène inférieur ; C : Base du Tertiaire ;
D' : Crétacé moyen (Cénomannien inférieur) ; D : discordance du Cimmérien
tardif (sommet du Jurassique) ; E : Jurassique moyen (sommet du Bathonien).

ment soulevées du bourrelet. Constituant le type même des marges "passives" (Boillot, 1978), de type "Atlantique" (Heezen, 1974), cette plate-forme incorpore la partie orientale d'un vaste bassin sédimentaire, séparée de son pendant groenlandais par l'ouverture paléocène de la Mer de Norvège ; l'existence de ce bassin a été démontrée en 1970 par Grønlie et Ramberg.

La formation de ce bassin a commencé en milieu intracratonique, après les effondrements dévoniens tardi-orogéniques, sans doute dès le Carbonifère supérieur, et s'est poursuivie au Mésozoïque, avec une subsidence totale de plusieurs km. Comme en Mer du Nord, les sédiments tertiaires qui forment un prisme d'épaisseur croissante vers le talus continental avec des structures de progradation (Torske, 1972 ; Rønnevik et Navrestad, 1977 ; Jørgensen et Navrestad, 1981 a et b) sont simplement inclinés vers l'extérieur (Sellevoll, 1975). Mais ils fossilisent là aussi de longues structures faillées parallèles à la côte, affectant les sédiments jusqu'au Mésozoïque (fig. 242). Seul le Plateau de Vøring, entre 66 et 68° N, bloc de structure complexe en contrebas de la plate-forme entre 1000 et 1500m de profondeur, témoigne de jeux de failles plus récents, près du contact entre croûte continentale et croûte océanique. La faille de l'Escarpement du Plateau de Vøring, retombée SE du horst qui limite cette structure vers le large, semble avoir joué tout au long du Tertiaire, en influençant la répartition du remplissage sédimentaire (Caston, 1976).

Les structures faillées enfouies sous la marge continentale ont été détectées par diverses méthodes géophysiques (sismique - réflexion, anomalies magnétiques et gravimétriques : Åm, 1970 ; Talwani et Eldholm, 1972). Elles affectent le socle et les sédiments jusqu'au Jurassique supérieur. La discordance fondamentale se situe à la fin du Jurassique supérieur (après la phase tectonique du Cimmérien tardif) ; une phase d'érosion semble avoir suivi la fin du jeu des failles et précédé un enfouissement ultérieur qui a encore affecté des bassins séparés et de plus en plus profonds vers l'ouest au cours du Crétacé (Jørgensen et Navrestad, 1981 ; fig. 247). Les failles

limitent des horsts et demi-grabens qui s'échelonnent le long de la côte ; elles témoignent des phénomènes de distension déjà évoqués en Mer du Nord et annonciateurs de la dislocation du bloc laurasien. Au sud se situe le vaste *bassin du Møre* , limité vers l'extérieur par l'Escarpement des Færoe - Shetland (fig.242) ; c'est également à son emplacement que se sont déposées plus tard les plus grandes épaisseurs de sédiments crétacés et tertiaires. Entre 65 et 67° N, le large *Bassin du Helgeland* , où se trouvent 2 à 3 km de sédiments mésozoïques est bordé vers le large par la crête du Nordland (Nordland Ridge). Enfin, vers 67° N se trouve le *bassin de Trøen* , qui prolonge au SW le graben du Vestfjord. On retrouve donc la même dichotomie qu'en Mer du Nord, avec des structures nées d'un stade taphrogénique dont le paroxysme, probablement accompagné d'émersion, se situe au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur (phase cimmérienne tardive), et la formation après la subsidence différentielle des principaux bassins (Crétacé, Paléocène) d'une vaste demi-synéclise simple ployant les structures antérieures et se raccordant par flexure à l'antéclise de l'ouest scandinave (fig.248).

Cette distinction devient beaucoup moins claire au droit de l'archipel des Lofoten-Vesterålen (fig.249) , où les blocs faillés de l'ancienne structure de rift ont une forte expression dans le relief. Le jeu mésozoïque et même paléocène de certaines de ces structures est attesté (Sturt *et al* , 1978 ; Bartley, 1981) et relève de l'évolution du bassin ultérieurement incorporé à la marge continentale ; mais elles ont pu rejouer plus récemment, jusqu'à une époque indéterminée (Dekko, 1975). Il faut cependant noter que les prolongements méridionaux des horsts des Lofoten ne semblent avoir enregistré aucun rejeu post-paléocène, les sédiments postérieurs étant parfaitement discordants sur ces structures enfouies et n'apparaissant pas dérangés (fig.247). D'éventuels rejeux différentiels n'auraient affecté que la bordure du bourrelet proprement dit, à la charnière avec la marge continentale (Vestfjord : Dekko, 1975). Dans ce secteur, la retombée du bourrelet, moins simple qu'au sud, est donc marquée par des structures longitudinales ou obliques, apparues une première fois lors du stade taphrogénique mésozoïque. Devant la façade de l'archipel

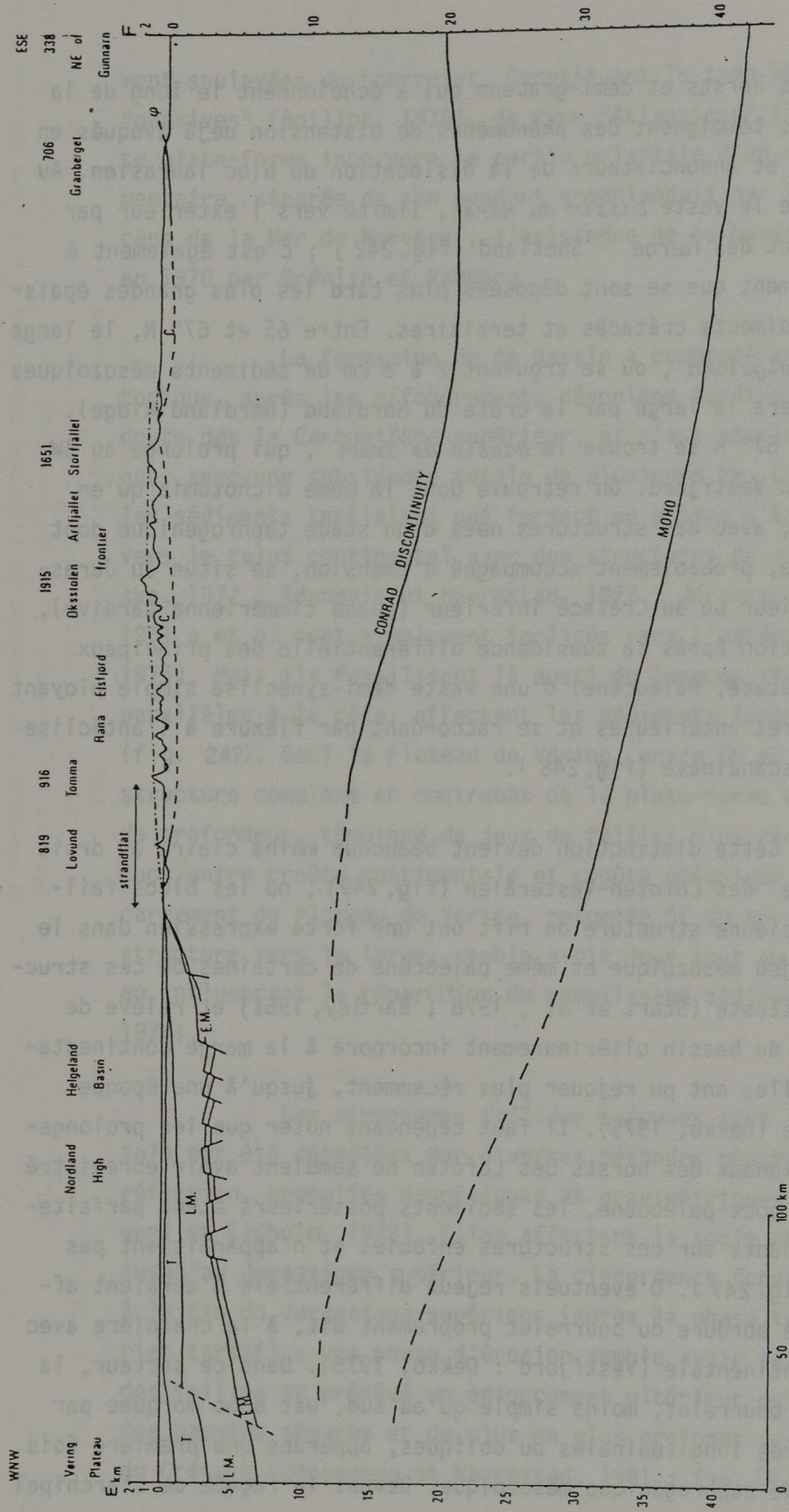


Figure 248. Coupe dans le bourrelet scandinave au niveau du Helgeland, du plateau de Vøring à la Suède (Peulvast, 1984 ; en partie compilée d'après Selleveit, 1973 et Jørgensen et Navrestad, 1981).

C : unités calédoniennes ; M : sédiments mésozoïques ; T : sédiments tertiaires.

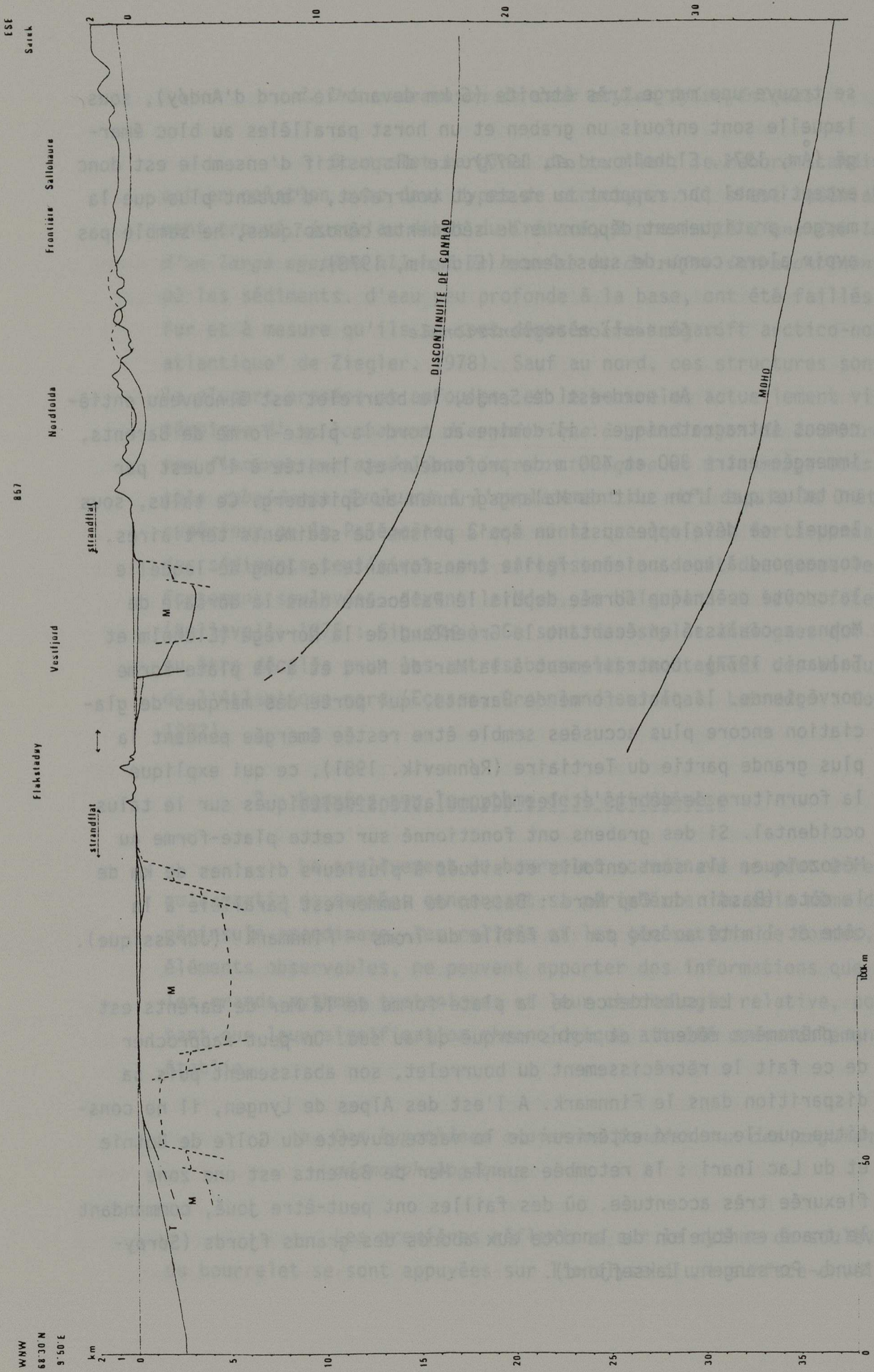


Figure 249. Coupe dans le bourrelet scandinave au niveau des Lofoten externes. En partie compilée d'après Sellewell (1973) et Jørgensen et Navrestad (1981).

C : unités calédoniennes ; M : sédiments mésozoïques, T : sédiments tertiaires.

se trouve une marge très étroite (6 km devant le nord d'Andøy), sous laquelle sont enfouis un graben et un horst parallèles au bloc émergé (Åm, 1971, Eldholm *et al*, 1977). Le dispositif d'ensemble est donc exceptionnel par rapport au reste du bourrelet, d'autant plus que la marge, pratiquement dépourvue de sédiments cénozoïques, ne semble pas avoir alors connu de subsidence (Eldholm, 1978).

c. La section septentrionale

Au nord-est de Senja, le bourrelet est à nouveau entièrement intracratonique : il domine au nord la plate-forme de Barents, immergée entre 300 et 400 m de profondeur et limitée à l'ouest par un talus que l'on suit du Malangsgrunnen au Spitsberg. Ce talus, sous lequel se développe aussi un épais prisme de sédiments tertiaires, correspond à une ancienne faille transformante le long de laquelle la croûte océanique formée depuis le Paléocène dans la dorsale de Mohs a coulissé en écartant le Groenland de la Norvège (Eldholm et Talwani, 1977). Contrairement à la Mer du Nord et à la plate-forme norvégienne, la plate-forme de Barents, qui porte des marques de glaciation encore plus accusées semble être restée émergée pendant la plus grande partie du Tertiaire (Rønnevik, 1981), ce qui explique la fourniture de débris et les accumulations deltaïques sur le talus occidental. Si des grabens ont fonctionné sur cette plate-forme au Mésozoïque, ils sont enfouis et situés à plusieurs dizaines de km de la côte (Bassin du Cap Nord : Bassin de Hammerfest parallèle à la côte et limité au sud par la faille du Troms - Finnmark (Jurassique).

La subsidence de la plate-forme de la Mer de Barents est un phénomène récent, et moins marqué qu'au sud. On peut rapprocher de ce fait le rétrécissement du bourrelet, son abaissement puis sa disparition dans le Finnmark. A l'est des Alpes de Lyngen, il ne constitue que le rebord extérieur de la vaste cuvette du Golfe de Botnie et du Lac Inari ; la retombée sur la Mer de Barents est une zone flexurée très accentuée, où des failles ont peut-être joué, commandant le tracé en échelon de la côte aux abords des grands fjords (Sørøysund, Porsanger, Laksefjord).

d. *Une succession de deux styles épirogéniques*

Bourrelet marginal de bouclier, le rebord scandinave est en relation avec deux types de structures. Il s'est indéniablement trouvé, jusqu'au début du Crétacé, à proximité d'une des lèvres d'un large système allongé de bassins et de rifts intracontinentaux où les sédiments, d'eau peu profonde à la base, ont été faillés au fur et à mesure qu'ils se sont déposés (le "mégarift arctico-nord atlantique" de Ziegler, 1978). Sauf au nord, ces structures sont pour la plupart arasées et enfouies, et le bourrelet actuellement visible témoigne d'un bombement dissymétrique à grand rayon de courbure relié par flexures aux synéclises intracratoniques et à la marge continentale subsidente évoluant à l'emplacement du rift depuis le Crétacé supérieur ou le Paléocène. C'est ainsi que les plus forts pendages des sédiments tertiaires sont enregistrés au droit des zones les plus fortement soulevées, devant le Møre, le Helgeland et les Lofoten (Sellevo11, 1975 ; fig. 242.). Ce sont des styles analogues qui ont pu être décelés pour les autres bourrelets montagneux des bordures de l'Atlantique nord (Ecosse, Groenland oriental, Labrador : Godard, 1982).

2 - Données sur le rythme de l'épirogénèse

Le soulèvement du bourrelet scandinave ne peut être daté qu'à partir de données concernant sa périphérie. Au sein même de la péninsule scandinave, les reliefs et les générations de formes, seuls éléments observables, ne peuvent apporter des informations que sur les grands rythmes tectoniques et leur chronologie relative, pour autant que leur signification chronologique ait été convenablement établie.

a. *Des hypothèses anciennes fondées sur des arguments géomorphologiques*

Les premières réflexions sur le rythme de soulèvement du bourrelet se sont appuyées sur l'analyse d'une surface-enveloppe

d'âge et d'aspect relativement indéterminés. Mais de grands aplanissements étagés, tels que ceux qui ont été analysés dans le Jotunheim et ses bordures, ainsi que sur la façade occidentale du bourrelet, dans la région des Lofoten - Vesterålen, ont été décrits sur de vastes étendues, par exemple en Norvège centre-sud ou en Suède (Västerbotten : Rudberg, 1954). Leur existence a pu suggérer un soulèvement en plusieurs étapes, séparées par des phases de stabilité relative (Strøm, 1948 : Peulvast, 1978 ; Peulvast et Veyret, 1982).

L'hypothèse d'un soulèvement tertiaire a été retenue par la plupart des auteurs, après le travail pionnier de Reusch (1901). Strøm (1948) a même tenté d'en dater les étapes (Miocène, Pliocène), en établissant des parallèles avec le monde alpin, et en soutenant que si un soulèvement, suivi d'aplanissement, avait eu lieu avant le Miocène, l'érosion ultérieure aurait complètement détruit la surface ainsi formée. De cette façon, l'ouest scandinave aurait conservé l'aspect d'une basse surface plane, avec quelques reliefs résiduels (Jotunheim, Rondane) jusqu'au milieu du Tertiaire (Gjessing, 1977). Le soulèvement ultérieur a pu être saccadé, entraînant la formation d'étagements dont le nombre a parfois été exagéré (Evers, 1962) ; c'est ce que suggère par exemple S. Rudberg (1954) pour le Västerbotten, où treize "cycles d'érosion" sont distingués, les générations les plus anciennes témoignant d'une déformation plus forte que les plus récentes.

L'ampleur et la date des mouvements sont difficiles à établir par des arguments morphologiques. Les surfaces culminantes enregistrent la déformation maximale ; c'est ainsi qu'on ne distingue guère de discontinuité entre les plateaux du Hardangervidda (1400 m) ou du pied du Jotunheim et des Rondane (1300 - 1500 m et 1000 m) et ceux de la région d'Oslo où disparaît tout étagement net (400 m). Les plus hautes surfaces atteignent 1800 à 1900 m (Jotunheim, Jostedal, plan sommital des Alpes de Lyngen) ; la flèche du bombement pourrait être de cet ordre. Mais l'estimation des déformations est souvent difficile pour les bassins, les replats et les gouttières, partiellement surcreusés mais généralement d'origine préglaciaire, qui s'étendent

en contrebas de ces surfaces, et surtout pour ceux qui se situent à l'intérieur du bourrelet, en l'absence de renseignements sur les profils initiaux des systèmes d'écoulement transversaux (bassin du Songnefjord). Elle est plus aisée pour les régions côtières où l'inscription du strandflat et de ses dépendances à 400 m en contrebas d'une surface d'aplanissement partiel (Lofoten - Vesterålen) et à 800 ou 1000 m en contrebas de massifs montagneux indique un soulèvement important et probablement discontinu, peut-être suivi d'une période de stabilité relative nécessaire au façonnement de l'aplanissement côtier (cf. supra, chapitre VI). Mais nous avons vu combien les indications que l'on peut tirer de ces observations quant au rythme même de l'épirogénèse, jusque dans les épisodes les plus récents, peuvent être discutées. Le problème est plus épineux encore en ce qui concerne la datation des mouvements, d'autant plus que l'existence de formes étagées n'implique pas toujours, comme nous l'avons montré dans le chapitre précédent, l'intervention de ruptures considérables dans le rythme du soulèvement.

L'analyse des formes préglaciaires a souvent été accompagnée d'interprétations paléoclimatiques. Cela a permis à certains auteurs de "caler" certaines générations de formes dans le temps en fonction d'une séquence paléoclimatique pourtant incertaine (Büdel, 1963). Rudberg (1954) puis Gjessing (1967) et Kaitanen (1969), ont évoqué des processus de pédimentation dans les plateaux du versant oriental du bourrelet. Le soulèvement puis la dissection de ces formes seraient donc intervenus après le façonnement supposé tertiaire ou même plus ancien (sans autres précisions). Ceci amène à supposer une chronologie assez récente, mais vague (néogène ?) pour cette épirogénèse. La concentration de l'écoulement et le creusement de vallées accompagnant ce soulèvement, le fait que certaines roches auparavant arasées (par exemple, les roches basiques des Iles Lofoten) soient épargnées suggèrent un affaiblissement ou une disparition des conditions propices à l'aplanissement, à la pédimentation ; mais, un rafraîchissement, typique de la fin du tertiaire, peut dès lors aussi bien être envisagé que le simple effet de l'accélération de l'épirogénèse.

Il est vrai que dans les régions correspondant à ces "dômes", la ré-

Le rythme même du soulèvement est donc difficile à préciser d'après la seule morphologie, et celle-ci ne contient pas en elle-même tous les éléments indispensables à la compréhension de l'évolution morphotectonique. un bon exemple en est fourni par la partie nord-est du bourrelet que plusieurs vallées traversent depuis les bas plateaux lapons, en direction de la Mer de Barents (Reisa, Alta, Tana). Selon Birot (1970), ce dispositif pourrait être lié à une antécédence. Cela supposerait donc un soulèvement assez progressif, à moins que la puissance de l'outil glaciaire dans les zones de canalisation n'ait suffi à compenser un soulèvement rapide et récent. En fait, dans cette région comme dans le reste des Scandes, les précisions ne peuvent venir que de la prise en considération des arguments tirés des régions voisines.

b. Des dispositifs hérités de bombements mésozoïques ?

Malgré l'accord quasi-général sur l'âge Tertiaire du soulèvement des Scandes, l'existence de traces de soulèvements antérieurs à l'épirogénèse tertiaire a pu être envisagée par certains auteurs, en particulier par J.H.L.Vogt (1907), qui datait du Jurassique le soulèvement de la façade occidentale, en liaison avec le jeu des failles d'Andøy, et plus récemment par T.Torske (1975).

Ces mouvements affecteraient en fait deux aires distinctes. Les bassins intracontinentaux où des systèmes de grabens ont fonctionné au Mésozoïque entre Norvège et Groenland auraient été alimentés en sédiments par des rivières traversant les Calédonides aplanies depuis une région baltique supposée positive. En effet, des zones de soulèvement ont existé à l'est des Calédonides : c'est le cas de la région d'Oslo au Permien et peut-être au Trias, où le rift décrit par Oftedahl (1960) a fait partie d'une structure en dôme incorporant au moins 4000 à 5000 m de roches sédimentaires et volcaniques érodées depuis (Ramberg et Spjeldnoes, 1978). Le soulèvement en dôme a provoqué le décapage et la destruction de la surface infracambrienne sur les lèvres. Le bombement s'amortissait rapidement au nord, dans le Hedmark, où la couverture sparagmétique est conservée. Ail-

leurs, le fait que le socle soit décapé, et dominé par des "lignes de glint" correspondant au rebord des Calédonides en très faible pendage ouest plaide en faveur du caractère positif prolongé du bouclier baltique maintenant déprimé (cf. aussi Meissner, 1979, p. 231). L'essentiel de la sédimentation détritique intéressant la plus grande partie de l'Europe du NW au Trias ("red beds" provient d'ailleurs de ces régions (Ziegler, 1978 b), beaucoup plus que de la chaîne varisque morcelée, en grande partie enfouie ou nivelée ; selon le même auteur, la Pologne reçoit encore des matériaux fennoscandiens au Lias.

L'inversion du dispositif, intervenue avec la formation de l'antéclise, est attestée en Norvège méridionale, où l'ancien dôme qui encadrait le fossé d'Oslo constitue maintenant la limite orientale affaissée du bourrelet (fig. 243). La présence de grès triasiques dans le fossé d'Oslo (grès du Brumunddal) et dans son prolongement méridional du Skagerrak (rift de Bamble - Horn, Ziegler, 1978 b), indiquant une importante subsidence de la partie axiale du rift, montre que cette future limite orientale du bourrelet est esquissée très tôt.

Selon Torske (1975), deux régions plus occidentales, à l'emplacement du Jotunheim - Møre et de la région Lofoten - Troms - ouest du Norrbotten, auraient constitué ultérieurement des dômes, dont les traces seraient des éléments de drains conséquents, radiaux, inadaptés à la structure et maintenant morcelés par l'érosion consécutive au soulèvement dissymétrique tertiaire. Ce morcellement résulterait des captures intervenues au profit du versant occidental ; c'est le cas des systèmes du Sogn (Lærdal - Valdres), du Romsdal recoupant la tête du Gudbrandsdal, ou de la capture de la Driva par le Sunndal. Ces captures étant supposées d'âge tertiaire, Torske fait remonter la formation des dômes au Mésozoïque ; ils seraient dûs à l'activité de "panaches" ayant fonctionné dans le manteau en même temps que jouaient les rifts situés plus à l'ouest.

L'hypothèse de Torske appelle de nombreuses remarques. Il est vrai que dans les régions correspondant à ces "dômes", le ré-

seau hydrographique est partiellement radial. Il en est ainsi autour des hautes terres de Norvège méridionale, où les rivières s'écoulent vers le SE selon la pente d'ensemble du versant oriental du bourrelet (Gudbrandsdal, vallées du Valdres, Hemsedal - Hallingdal), ainsi que vers le SW (Hardangerfjord et ses tributaires) et vers le nord (Driva). Mais ces deux derniers cas ne sont guère significatifs : le système du Hardangerfjord suit simplement la pente du versant occidental du bourrelet en exploitant la bande NE - SW de phyllites entre le socle précambrien du Folgefonn et les nappes cristallines de Bergen - Jotun ; quant à la Driva, elle suit simplement la pente du versant sud de l'ensellement de Trondheim, structure qui est liée au fonctionnement de l'antéclise. Enfin, aucun drain NS ne parcourt le Hardangervidda, et le réseau radial du sud de la Norvège correspond à l'extrémité de l'antéclise.

La disposition du réseau hydrographique est loin d'être simple sur les deux "dômes" scandinaves. Ainsi, les vallées du haut Gudbrandsdal, issues des montagnes du Møre - Romsdal, franchissent vers le SE la zone de hautes terres Jotunheim - Rondane - Dovrefjell. De même, les rivières qui, sur le flanc est du dôme septentrional, s'écoulent depuis les montagnes de Narvik vers le golfe de Botnie, traversent les massifs faitiers de Sarek et du Kebnekaise. Dans les deux cas, la ligne de partage des eaux se situe à l'ouest de la ligne de faite, bien que des captures au profit du versant occidental aient tendance à la faire reculer. On peut voir dans ce dispositif la persistance d'un vieux système établi sur le revers de blocs basculés vers l'E et le SE selon un axe de soulèvement très occidental (et lié, selon Torske au jeu mésozoïque des rifts de l'actuelle marge), à travers des massifs aplanis, et ultérieurement soulevés le long d'un axe plus oriental (antécédence, fig. 250 a) . Une hypothèse alternative, mieux adaptée à la réalité du dispositif morphostructural, consiste à envisager la constitution plus récente d'un réseau conséquent sur le flanc oriental d'une antéclise d'axe assez proche de l'actuelle ligne de partage des eaux ; elle se composerait d'un segment NS parallèle à la côte ouest au sud de 62° N, puis d'un segment SW - NE, également parallèle à la côte, plus au nord ; à l'intersection des deux

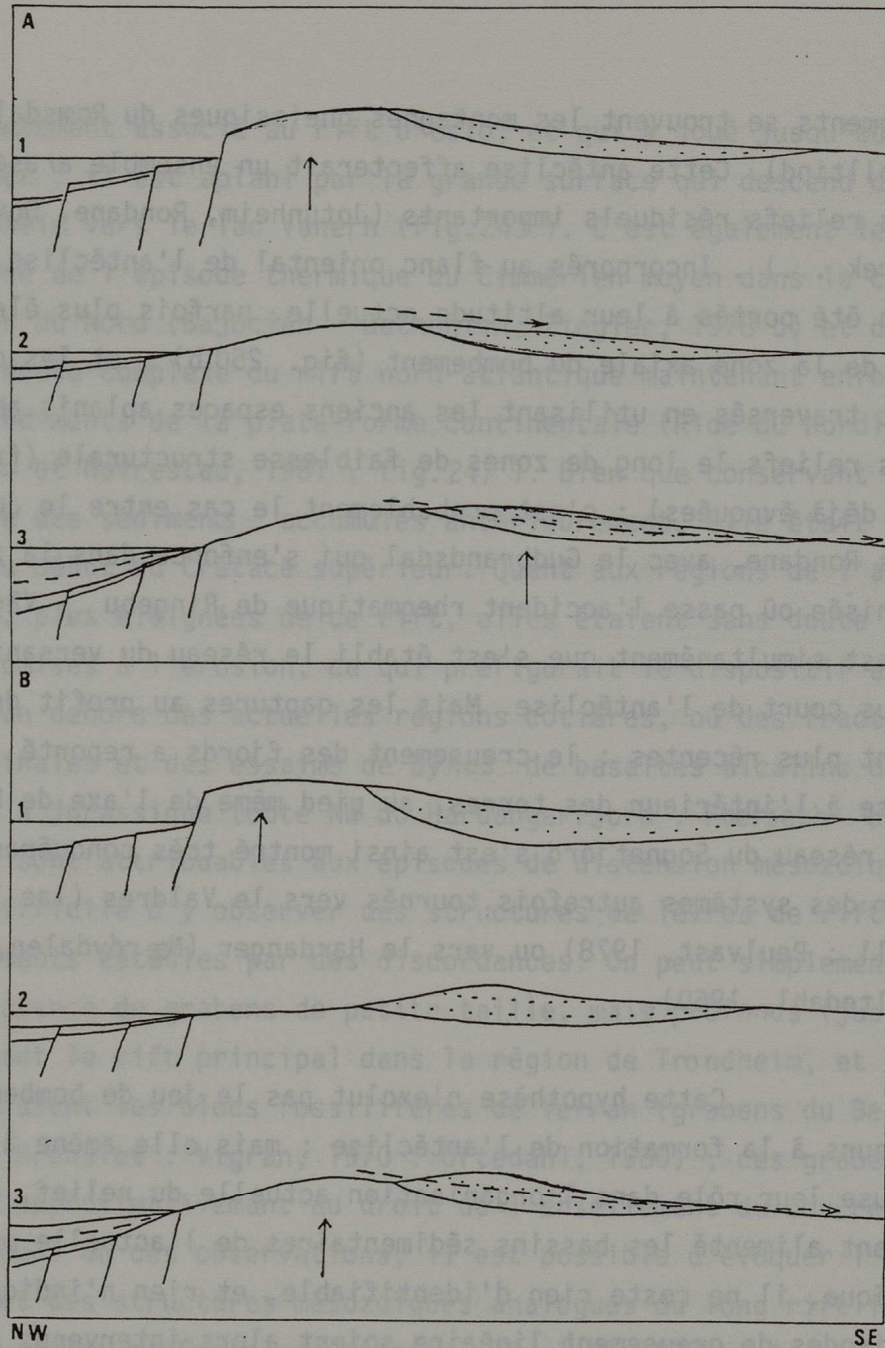


Figure 250. Hypothèses sur le soulèvement du bourrelet scandinave et l'établissement des drains recoupant la ligne de faite (cas des deux culminations).

En pointillé : roches de la chaîne calédonienne.

- A. 1. Jeu vertical de la lèvre du rift mésozoïque.
 - 2. Etablissement de drains sur le revers de la lèvre en voie d'arasement.
 - 3. Antécédence par rapport à un jeu plus oriental de l'antéclise (cénozoïque).
-
- B. 1. Jeu vertical de la lèvre du rift mésozoïque
 - 2. Arasement incomplet (reliefs résiduels de roches calédoniennes)
 - 3. Jeu occidental de l'antéclise. passage des drains entre les reliefs résiduels soulevés avec le flanc est du bourrelet. (Cénozoïque).

segments se trouvent les montagnes gneissiques du Romsdal (1794 m au Trolltind). Cette antéclise affecterait un ensemble arasé portant des reliefs résiduels importants (Jotunheim, Rondane, Dovrefjell, Sarek ...) . Incorporés au flanc oriental de l'antéclise, ces reliefs ont été portés à leur altitude actuelle, parfois plus élevée que celle de la zone axiale du bombement (fig. 250 b) , et les drains les ont traversés en utilisant les anciens espaces aplanis aménagés entre ces reliefs le long de zones de faiblesse structurale (fractures NW - SE déjà évoquées) ; c'est probablement le cas entre le Jotunheim et les Rondane, avec le Gudbrandsdal qui s'enfonce dans la zone très tectonisée où passe l'accident rhéomatique de Ringebu - Våga - Nordfjord. C'est simultanément que s'est établi le réseau du versant occidental plus court de l'antéclise. Mais les captures au profit de ce versant sont plus récentes : le creusement des fjords a reporté le niveau de base à l'intérieur des terres, au pied même de l'axe de bombement ; le réseau du Sognefjord s'est ainsi montré très conquérant, empiétant sur des systèmes autrefois tournés vers le Valdres (lac Tyin, Filefjell : Peulvast, 1978) ou vers le Hardanger (Nærøydalen, à Stalheim : Holtedahl, 1960).

Cette hypothèse n'exclut pas le jeu de bombements antérieurs à la formation de l'antéclise ; mais elle amène à mettre en cause leur rôle dans l'organisation actuelle du relief. Du réseau ayant alimenté les bassins sédimentaires de l'actuelle marge au Mésozoïque, il ne reste rien d'identifiable, et rien n'indique que des épisodes de creusement linéaire soient alors intervenus à l'emplacement de l'actuel bourrelet montagneux. Une autre difficulté vient de ce que la situation d'une partie des vallées "radiales" en contrebas des aplanissements inférieurs (au pied E du Jotunheim, par exemple) obligerait, avec la chronologie de Torske, à adopter des âges très reculés, anté-mésozoïques, pour ces surfaces : cela ne s'accorde guère avec la dégradation climatique, sans doute tertiaire, dont les plus basses témoignent (Peulvast, 1978, voir II de ce chapitre).

Là où des structures anté-cénozoïques bien datées sont identifiables, elles sont arasées ou enfouies. C'est bien sûr le cas

du bombement associé au rift d'Oslo, et qui a joué jusqu'au Trias inférieur : il est aplani par la grande surface qui descend depuis le Jotunheim vers le lac Vänern (fig.243). C'est également le cas du dôme né de l'épisode thermique du Cimmérien moyen dans le centre de la Mer du Nord (Bajocien - Bathonien, Ziegler, 1978 b) et de la lèvre sans doute complexe du rift nord-atlantique maintenant enfouie sous les sédiments de la plate-forme continentale (Ride du Nordland : Jørgensen et Navrestad, 1981 ; fig.247). Bien que conservant une grande partie des sédiments accumulés antérieurement, elle était déjà arasée au début du Crétacé supérieur. Quant aux régions de l'actuel bourrelet, plus éloignées de ce rift, elles étaient sans doute positives et soumises à l'érosion, ce qui préfigurait le dispositif actuel. Mais en dehors des actuelles régions côtières, où des fractures longitudinales et des essaïms de dykes de basaltes alcalins d'âge triasique à jurassique (côte NW du Hardangerfjord : Faerseth *et al* dans 1976) sont attribuables aux épisodes de distension mésozoïques, il est difficile d'y observer des structures de lèvres de rift et des arasements datables par des discordances. On peut simplement signaler l'existence de grabens de petite taille, mais profonds (jusqu'à 2000m) doublant le rift principal dans la région de Trondheim, et d'où proviendraient les blocs fossilifères de Verran (grabens du Beistafjord et de Frohavet : Vigran, 1970 ; Oftedahl, 1980) ; ces grabens se situent approximativement au droit de l'ensellement du bourrelet actuel. A l'appui de ces observations, il est possible d'évoquer l'arasement complet des structures mésozoïques analogues du long rift incorporé au bourrelet du Groenland oriental (Surlyk, 1977) ; *les héritages morphologiques directs de la phase taphrogénique semblent donc être très réduits ou absents.*

De plus, selon Bott (1976), la largeur des lèvres soulevées d'un graben large de 30 à 60 km (ce qui était le cas en Mer du Nord et sans doute ailleurs) ne saurait excéder 50 à 70 km, dans le cas d'une croûte possédant une couche supérieure cassante de 10 à 20 km reposant sur une couche ductile (actuellement, l'épaisseur totale de la croûte y est inférieure à 26 km) : la plus grande partie

de l'actuel bourrelet n'est donc pas concernée. Elle pourrait avoir constitué, avec le Bouclier baltique, une plate-forme stable à légère tendance positive (Meissner, 1979).

Les Lofoten - Vesterålen, directement bordées par des accidents d'origine mésozoïque et paléocène (ces derniers ont été datés grâce aux phénomènes hydrothermaux qui s'y sont produits, à 86-87 et 53 M.A. : Sturt *et al*, 1979) font figure d'exception. Mais elles doivent la vigueur de leur relief actuel à leur incorporation ultérieure dans l'antéclise (confirmée par l'absence ou la minceur des sédiments cénozoïques sur la partie attenante de la marge continentale Eldholm, 1978 ; Jørgensen et Navrestad, 1981 a et b). Le Finnmark, plus au nord, avec ses rivières orientées du bouclier vers la Mer de Barents, a dû conserver longtemps l'aspect que les autres régions présentaient avant le jeu ultérieur de l'antéclise : celui d'une zone conservant un faible relief, malgré le jeu des accidents bordiers des grabens mésozoïques (Bassin du Cap Nord : Eldholm et Talwani, 1977).

Au Mésozoïque, une zone positive existe donc, en partie à l'emplacement du futur bourrelet. Son énergie est suffisamment modeste pour que soient préservées les formations calédoniennes, malgré l'arasement corrélatif (sauf près de l'actuelle côte ouest, où le socle affleure largement), mais elle est suffisante pour que s'opposent, de part et d'autre d'une ligne peu différente de la zone côtière actuelle un domaine sédimentaire faillé (la future marge) et un domaine émergé, en voie de surrection. La charnière reste relativement stable dans ces régions comme sur le reste du pourtour ouest et sud-ouest du Bouclier baltique (Surlyk, 1980), et la transgression des sédiments crétacés sur le socle, à l'est de la limite établie au Jurassique, est probablement le simple résultat d'une importante pulsation eustatique positive (Ziegler, comm. pers., 1981 ; Vail *et al*, 1977). Seules quelques unes des failles bordières de cette lèvre du "mégraben nord-atlantique" ont été ultérieurement incorporées au bourrelet, et surtout à sa retombée occidentale ; on peut donc supposer que la masse de l'actuel bourrelet est décalée vers l'est par rapport à une lèvre de rift au relief resté assez modeste puis incorporée à

une zone subsidente. Le changement de style s'annonce quand s'arrête le jeu des rifts, dès le Crétacé inférieur.

c. Plate-forme continentale et bourrelet liminaire

La marge norvégienne est incomplètement connue, mais les travaux pétroliers en Mer du Nord, et les études préliminaires effectuées plus au nord, attestent l'ampleur des événements épirogéniques cénozoïques.

Des sables, grès et shales se déposent pendant la plus grande partie du Jurassique (fig. 251). Ils sont connus de la Mer du Nord à Andøy, et ils proviennent en grande partie des reliefs associés aux rifts cimmériens rapidement détruits et aplanis. Ils soulignent, par l'abondance des niveaux fluviatiles, des régressions, des transgressions et des variations de faciès, les jeux de blocs faillés dans le bassin sédimentaire entre Norvège et Groenland - Grande Bretagne. C'est ainsi que l'enlèvement de la couverture d'âge Paléozoïque supérieur - Trias inférieur et moyen, suivi par une transgression marine d'âge jurassique moyen, traduit un important épisode de soulèvement dans la région d'Andøy au Trias supérieur et au Lias (Sturt *et al.*, 1979). Sur cette île, mais aussi en Mer du Nord, une partie de ces dépôts provient de l'érosion d'une ancienne couverture gréseuse d'âge Paléozoïque supérieur, et d'une altérite sous-jacente probablement d'âge Carbonifère inférieur, dont l'extension sur le continent paraît avoir été bien supérieure à celle des quelques restes conservés dans le fossé de l'Andfjord (Sturt *et al.*, 1979). Ces dépôts, qui incorporent également des grès à feldspaths frais provenant de l'attaque du socle lui-même (Jurassique moyen d'Andøy), se sont formés jusqu'à l'Aptien. Des grès apportés de l'est en Mer du Nord attestent des mouvements d'âge jurassique dans le sud de la Norvège (Deegan et Scull, 1977). Des manifestations volcaniques accompagnent localement le jeu des rifts et des failles ; ainsi, le Kimmeridgien d'Andøy est représenté par des couches de cendres volcaniques (Dalland et Thusu, 1977). Ces mouvements se prolongent localement jusqu'au Turonien - Coniacien, comme l'indiquent les phénomènes hydrothermaux datés dans l'altérite fossile d'Andøy (Sturt *et al.*, 1979).

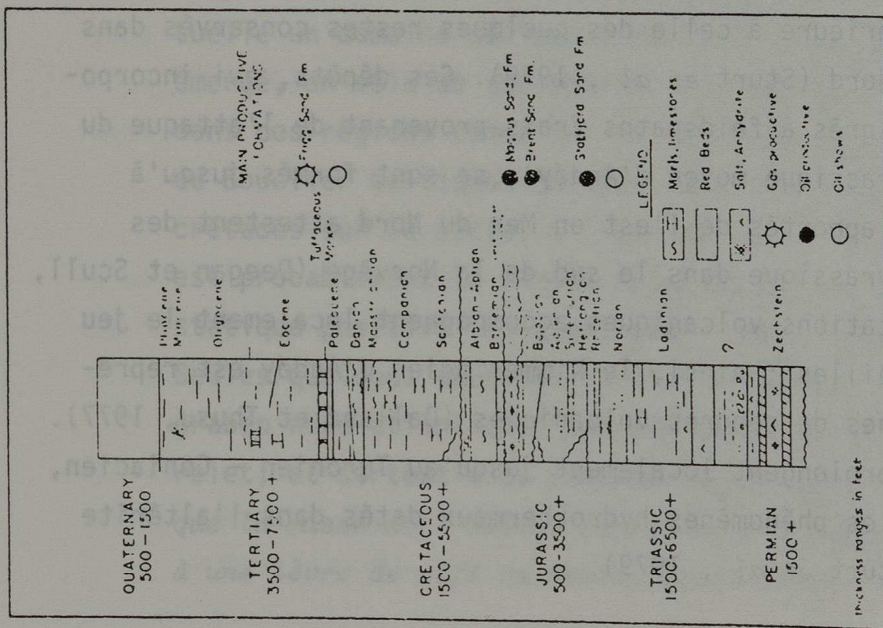


Figure 251. Schéma synthétique de la succession stratigraphique dans le nord de la Mer du Nord, à l'emplacement du Viking Graben (Brennand et Siri, 1975).

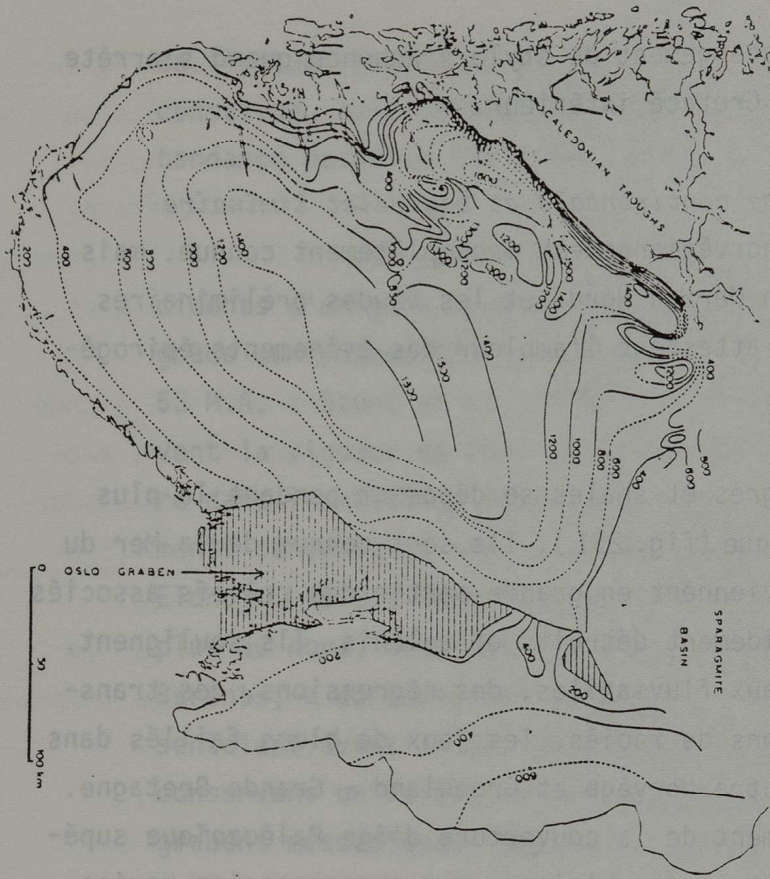


Figure 252. Carte du toit du socle précambrien en Norvège méridionale (Goldschmidt, 1912 ; Holtedahl, 1960 ; Liestøl, 1962).

Traits pleins : isohypses du toit du socle, identifié grâce à la présence de sédiments cambro-siluriens sus-jacents.

Pointillés : surface topographique des portions de socle dépourvues de sédiments cambro-siluriens.

Après le paroxysme tectonique, au Crétacé, la sédimentation se produit en discordance sur les dépôts antérieurs, dans des zones subsidentes plus larges dont l'ampleur et la profondeur s'accroissent vers la partie externe de l'actuelle marge (Bassins de Vøring, de Traen : Jørgensen et Navrestad, 1981). Des grès sont cependant connus dans le Danien devant le Trøndelag, et ils renferment de nombreux restes de flore continentale chaude (Holthedahl *et al.*, 1974). A cette exception près, les reliefs bordiers ne semblent pas avoir fourni de sédiments détritiques grossiers, et ils ont dû rester modestes pendant la plus grande partie du Crétacé. A cette époque, les jeux de failles ont fait place à la formation d'une vaste synclise allongée, approximativement axée sur l'ancien rift et progressivement remplie de carbonates (craie). Plus au sud, l'attribution de cette quasi-absence de sédiments détritiques à l'ampleur de la transgression marine liée à la montée eustatique du Crétacé supérieur (Lidmar - Bergstroöm, 1982) est une autre manière de souligner que les reliefs côtiers qui auraient pu fournir de tels débris étaient assez réduits pour être immergés.

Le *Paléocène*, qui est une époque de baisse rapide du niveau marin (Pitman, 1978), est marqué par un accroissement du volume des apports continentaux ; des niveaux détritiques plus grossiers, d'origine continentale, apparaissent, traduisant des soulèvements plus actifs en bordure de l'aire de sédimentation. En Mer du Nord, où certains secteurs sont sujets au soulèvement et à l'érosion subaérienne (Burke, 1976), de tels dépôts sont interprétés comme des turbidites provenant de l'érosion des accidents mésozoïques médians momentanément soulevés (Dunn, 1975), ainsi que de l'Ecosse et de la plate-forme des Shetland (phase laramienne : Ziegler, 1978 ; Ziegler et Louwerens, 1979). En fait, à cette époque se situe pour la longue partie médiane du rebord occidental de la Fennoscandie une véritable rupture par rapport à l'évolution antérieure : c'est en effet à ce moment que se place *l'ouverture de la Mer de Norvège* (Eldholm et Thiede, 1980), événement auquel certains auteurs relient le soulèvement dissymétrique des Scandes (Torske, 1972 ; Bungum et Husebye, 1979). Mais c'est sur la partie externe de la marge norvégienne et sur le Plateau de Vøring,

que se font le plus sentir les effets de la tectonique liée à cette ouverture. L'écartement du rift océanique s'accompagne de l'affaissement du Plateau de Vøring (Laughton, 1975) et d'un volcanisme basaltique important (Kossovskaya *et al*, 1978) ; au pied de la marge s'accumulent des matériaux terrigènes issus des domaines continentaux (Scandinavie, "dorsale" de Jan Mayen - Groenland) et des turbidites remaniant les dépôts antérieurs.

Les événements que traduisent ces dépôts semblent cependant affecter surtout les régions de l'actuelle marge continentale (Eldholm *et al*, 1977, attribuent le caractère acoustiquement "lisse" de la couche basaltique du début du Tertiaire située sous le rebord de la marge à une évolution subaérienne antérieure à la détumescence thermique). Mais ces mouvements ont pu affecter aussi directement les régions les plus proches de la zone d'ouverture et du talus continental ; ainsi, la région des Lofoten - Vesterålen, qui a constitué une positive depuis le Crétacé supérieur, a pu subir un regain de soulèvement le long de failles lors de l'ouverture océanique (Eldholm *et al*, 1977, et fig. 247), avant qu'une légère subsidence ne reprenne le long de la limite intérieure entre les terres et la partie interne de la plate-forme (Rokoengen *et al*, 1977). Des mouvements flexuraux plus amples ont pu affecter les secteurs où l'ouverture océanique s'est produite à plus grande distance de l'ancienne limite des régions subsidentes, et donc où la plate-forme continentale est plus large (Eldholm *et al*, 1977) ; on n'y observe en tout cas aucune faille dans les sédiments de cet âge et plus récents. Vers le sud, les données sismologiques concernant la marge de la partie nord de la Mer du Nord indiquent une large flexuration monoclinale du continent au début de l'Eocène (Eldholm et Thiede, 1980), et donc l'inauguration des mouvements responsables de la formation du bourrelet, alors que le bassin délaissé par l'ouverture océanique connaît désormais, après le bref soulèvement Laramien une subsidence d'ensemble régulière (Ziegler et Louwerens, 1979). Bien qu'il reste difficile de préciser l'évolution des autres tronçons du bourrelet scandinave, il semble que l'on puisse placer au Paléocène l'inauguration d'une subsidence affectant l'ensemble de la marge continentale nouvellement constituée. Elle est liée à une flexuration responsable de l'individualisation

et sans doute d'un début de soulèvement des régions correspondant à l'actuel bourrelet, mais le soulèvement ne paraît être réellement significatif que dans la région des Lofoten - Vesterålen.

L'évolution postérieure à cet épisode associé à l'ouverture de la Mer de Norvège confirme en grande partie cette remarque. Sur la marge norvégienne comme en Mer du Nord, l'Eocène est caractérisé par une sédimentation fine, riche en argiles, homogène, qui se serait produite en milieu relativement profond et tranquille (Holte-dahl *et al*, 1974 ; Rokoengen et Rønningsland, 1983). Il en est de même plus au sud, au Danemark (Spjeldnæs, 1975), où les sédiments argileux du Paléocène moyen et supérieur et de l'Eocène, déposés dans un golfe vaseux peu profond, sont transgressifs sur les dépôts daniens (Surlyk, 1980) ; Spjeldnæs suppose d'ailleurs que des mangroves ont pu retenir les sédiments plus grossiers en arrière des côtes de la Scandinavie méridionale. On peut penser que cet épisode, qui se prolonge pendant une grande partie de l'Oligocène, ne correspond, sur les terres émergées qu'à des mouvements verticaux encore lents, n'excédant pas la vitesse des processus d'aplanissement et n'engendrant pas de rhexistasie. La distension n'en est pas moins active localement, et accompagnée de phénomènes volcaniques le long du vieux graben du Skagerrak - avec un volcan maintenant immergé devant Kristiansand (Sharma, 1970) - et même en Norvège méridionale (de la fin du Paléocène à l'Eocène moyen : Surlyk, 1980).

Avec la fin de l'Oligocène et le Miocène se produit un changement important dans la sédimentation sur les bordures ouest et sud de la Fennoscandie occidentale. Au sud, le bassin danois, où s'accumulent des sédiments issus du sud de la péninsule scandinave, reçoit des éléments détritiques à partir de l'Oligocène supérieur, époque de régression marine marquée (Chattien moyen : Vail *et al*, 1977 ; Surlyk, 1980). Ces apports deviennent plus abondants au Miocène et se traduisent par une progradation vers l'ouest ; riches en micas frais, les dépôts deviennent franchement fluviatiles et deltaïques au Miocène supérieur, jusqu'à la transgression du Miocène terminal ; celle-ci est suivie au Pliocène par un nouvel épisode de progradation.

Selon Spjeldnaes (1975), cet événement reflète une accélération de l'érosion liée à un rafraîchissement climatique et surtout à une accentuation des mouvements tectoniques dans le sud de la péninsule scandinave et du bouclier baltique (elle a provoqué au Danemark l'arrivée d'écoulement fluviaux depuis le nord).

C'est une séquence assez analogue que représentent les sédiments néogènes de la marge occidentale de la Norvège. Les apports terrigènes et le subsidence s'accroissent brusquement à partir du Miocène ou de la fin du Miocène (Kossovskaya *et al*, 1978). Des structures de progradation au sein de ce prisme dont l'épaisseur croît rapidement vers le talus continental sont visibles sur les coupes publiées par Rønnevik et Navrestad (1977) et par Jørgensen et Navrestad (1981 : fig.247) ; Torske (1975) évoque l'existence de deltas devant le Trøndelag. La région des Lofoten, elle, se comporte comme une zone de départ, évoluant solidairement avec le bourrelet ; c'est ce qui explique qu'au sud de l'archipel, les structures de progradation indiquent des apports depuis le nord et le nord-est (Rønnevik et Navrestad, 1977 ; Eldholm *et al*, 1977). Dans cette région, les mouvements verticaux ont pu se prolonger jusqu'à une époque tardive comme le suggèrent les observations de Dekko (1975) et de Gabrielsen et Ramberg (1979) sur les jeux de failles récents ou actuels. Mais les informations restent moins détaillées que celles qui ont été obtenues plus au sud, sur la marge elle-même. Ici, la sédimentation miocène, transgressive par rapport à celle du Chattien, reste cependant localisée sur la moitié externe de la plate-forme continentale (fig. 247) ; cela traduit la tendance continue à la baisse du niveau marin mondial (Pitman, 1978) et la persistance de la subsidence de la partie externe de la plate-forme. Cette dernière paraît subir une rotation le long d'un axe interne au-delà duquel les terres se relèvent, selon le modèle flexural de Watts et Ryan (1976). Les indications sur l'évolution ultérieure restent peu précises, mais les coupes de Jørgensen et Navrestad (1981) montrent une discordance marquée des sédiments quaternaires et peut-être pliocènes non dérangés sur les sédiments antérieurs en net pendage ouest à nord-ouest, ce qui suggère un arrêt pré-quaternaire et peut-être pliocène des défor-

mations. suivi par une phase d'érosion (Talwani et Eldholm, 1977).

Des détails supplémentaires ont pu être obtenus en Mer du Nord, et fournissent une image plus précise des déformations et de leur chronologie sur la bordure ouest de la Norvège méridionale (Rokoengen et Rønningsland, 1983). Devant le Hordaland, le Sogn et le Sunnfjord - Nordfjord, une très importante phase de progradation deltaïque a pu être identifiée au Miocène et au début du Pliocène, attestant comme autour du reste du rebord fennoscandien une puissante fourniture de matériaux détritiques. Une régression considérable est responsable de l'érosion des complexes deltaïques au Pliocène moyen et de l'évidement d'une dépression parallèle à la côte actuelle, à l'emplacement du futur Ravin norvégien : après un épisode de remblaiement fluvial sableux, le retour de la mer au Pliocène supérieur est responsable du dépôt de sédiments bien stratifiés, en milieu calme et en discordance sur les sédiments plus anciens, tandis que des deltas se forment près de la côte. Comme le fond de l'ancienne dépression fluviale se trouve à présent à la cote - 600 m, et que le niveau marin correspondant ne peut être sensiblement inférieur au niveau actuel (Vail *et al*, 1977), une forte subsidence a dû intervenir après le Pliocène moyen, comme le montre également le pendage vers l'est du plan de discordance (fig. 247) ; maximale le long du contact avec le socle norvégien, la subsidence a probablement été accompagnée d'un soulèvement des terres voisines, expliquant la reprise d'érosion et l'édification de deltas le long de la côte. Il pourrait donc y avoir eu *un soulèvement actif du bourrelet scandinave jusqu'après le Pliocène moyen*. Mais les sédiments du Quaternaire, sans doute récents et discordants sur les précédents et non dérangés montrent que ces mouvements ont ensuite cessé, au moins en avant de la côte actuelle. La subsidence en Mer du Nord a néanmoins été importante au cours du Pliocène supérieur et du Quaternaire (le sommet des deltas pliocènes les plus récents se trouve à 450 m au-dessous du niveau marin actuel), et l'érosion glaciaire a sans doute participé moins activement qu'on ne le pensait naguère (Sellevell et Sundvor, 1974), à l'évidement du Ravin norvégien (Rokoengen et Rønningsland, 1983).

En dehors de la région des Lofoten - Vesterålen, affectée par des mouvements verticaux persistants par rapport auxquels les mouvements récents font figure de rejeux, l'énergique mais inégal relief du bourrelet scandinave apparaît donc lié à un jeu d'antéclise dont le rythme a largement dépassé celui de l'érosion *au cours du Néogène*. Auparavant, une très longue phase de jeu de blocs avait déjà fixé les contours du rebord fennoscandien et des aires subsidentes depuis le Mésozoïque, faisant de la Norvège une très ancienne aire positive, dépourvue de couverture sédimentaire. L'individualisation de l'antéclise a sans doute été amorcée au Paléocène, mais la quantité des apports sédimentaires et les phénomènes généralisés de progradation sur le pourtour témoignent d'un paroxysme du soulèvement, et de l'érosion correspondante, au Néogène, ils traduisent aussi, sans doute, un refroidissement climatique, comme le montrent la fraîcheur croissante des minéraux (micas surtout) dans les sédiments et l'apparition de dépôts glacio-marins sur la marge puis dans toute la Mer de Norvège (Renngarten *et al*, 1978 ; Kossvskaya *et al* , 1978 ; Blanc *et al* , 1983). Mais le développement du strandflat sur une grande largeur semble impliquer pour la majeure partie de la façade norvégienne une relative stabilité inaugurée sur la façade de l'antéclise sans doute avant les premières glaciations, et peut être limitée à la charnière de la flexure qui relie la plate-forme continentale subsidente au bourrelet marginal. L'édification de deltas en avant de la côte montre en tout cas, que l'accélération des mouvements aura fait succéder, avant même les glaciations (dès le Miocène, au Pliocène inférieur puis au Pliocène supérieur) un creusement linéaire généralisé à l'élaboration des aplanissements qui ont enregistré les mouvements verticaux importants (fig. 236).

Ces faits sont capitaux pour la compréhension des paysages du bourrelet montagneux. Mais dans cette région anciennement consolidée, cette compréhension passe aussi par un essai d'explication du style, des mécanismes et de la chronologie des mouvements épirogéniques.

C - Les mécanismes du soulèvement de l'antéclise

Depuis longtemps, la relative coïncidence de tracé entre le bourrelet scandinave et les Calédonides a été soulignée, à tel point qu'en 1922 encore, Nansen reliait directement les différences d'altitude de certaines régions côtières à l'inégale amplitude des plis calédoniens. En fait, tous les auteurs ont montré par la suite que c'est une chaîne plissée arasée qui a été soulevée, solidairement avec de grands panneaux de bouclier précambrien, bien après la fin des mouvements tangentiels. Un double problème se pose : celui, particulier, mais non isolé (Groenland oriental, Appalaches) de la coïncidence approximative d'un bourrelet marginal avec une ancienne chaîne plissée, et celui, plus général de l'épirogénèse près des marges continentales passives.

1 - Données structurales et géophysiques

a. Les structures du socle et les mouvements verticaux

Bien que la correspondance du bourrelet scandinave avec les Calédonides ne soit que partielle (Peulvast, 1984) et que le style du soulèvement n'ait que de lointains rapports avec celui des déformations antérieures, la permanence de zones de mouvements positifs au même endroit depuis de longues périodes pose le problème d'une influence des structures profondes propres à la lithosphère de l'ouest scandinave.

Dans la zone externe des Calédonides et sur l'avant-pays, le Cambrien autochtone ou parautochtone repose sur un socle aplani. La transgression cambrienne a progressé vers l'est depuis l'aire géosynclinale calédonienne sur une région plane où des mouvements épirogéniques avaient pourtant eu lieu. Leur style diffère bien sûr de celui des structures ultérieures, Calédonides ou bourrelet, mais certaines zones positives ont persisté jusqu'à nos jours, en dehors même des secteurs mobilisés lors des compressions calédoniennes. C'est le cas localement sur les bordures du "bassin sparagmitique" de l'ouest norvégien, où des dispositifs transgressifs (par exemple au niveau de la tillite de Moelv) attestent l'existence de mouvements

positifs à l'emplacement des futures fenêtres au cours du Précambrien tardif (Atna, au pied des Rondane ; Prost *et al* , 1977). Mais la permanence de cette tendance est plus remarquable encore en Norvège méridionale, au sud du Jotunheim, du Hemsedal à Stavanger : les sédiments tardi-précambriens et éocambriens sont absents de cette vaste région où les dépôts du Paléozoïque inférieur restent minces et sont discordants sur le socle dalslandien arasé ; l'absence complète des Externides moyennes sédimentaires montre en outre que cette zone haute se prolongeait sur au moins 200 km vers l'ouest (Prost, 1977). Il est remarquable de constater que cette zone haute a subsisté depuis la fin de l'orogénèse grenvillienne jusqu'à l'époque actuelle, conservant sans doute les mêmes contours est et sud depuis le Paléozoïque. Elle constitue maintenant le sud du bourrelet scandinave.

En dehors même des secteurs qui ont servi de marge à la zone complexe de sédimentation calédonienne et que la structuration paléozoïque a fortement mobilisés, les mouvements épirogéniques sont donc d'origine très ancienne dans un tronçon important du bourrelet scandinave. Ils se prolongent à travers la phase de compression calédonienne, liée à la collision des plaques Amérique du Nord - Groenland et Fennoscandie (Ziegler, 1978).

Du fait de l'érosion subie par les Calédonides, l'ampleur des mouvements verticaux ayant accompagné l'orogénèse reste peu connue. On peut cependant montrer que le socle, arasé avant la transgression cambrienne a subi des déformations localisées au cours même de la mise en place des nappes de charriage ou avant. Ainsi, la nappe du Jotun repose tantôt sur le socle précambrien soulevé et érodé (fenêtre de Lørdal), tantôt sur sa couverture, parautochtone ou allochtone ; seules les régions proches de l'avant-pays ont conservé une couverture autochtone que l'érosion et surtout les effets du charriage ont détruite plus à l'ouest.

Ce sont surtout les mouvements verticaux postérieurs aux phases compressives paroxysmales et à la constitution de la chaîne qui sont connus. Le jeu des grandes synformes longitudinales de Tron-

dheim et de la région de Bergen - Jotun a déjà été mentionné (chapitre II), au coeur même de la chaîne. A l'ouest, le socle gneissique fonctionnait en antiforme, sous l'effet de la permanence de poussées ouest-est. Sur la retombée ouest de l'antiforme, les bassins dévonien de l'actuelle côte norvégienne (Hitra -Smøla, Hornelen, Håsteinen, Kvamshesten, Solund) ont reçu les débris provenant du socle cristallin soulevé et découpé : la tendance à la surrection de la zone gneissique correspondant aux massifs actuels du Jostedalbre et du Møre est donc fort ancienne, de même que l'affaissement de la partie correspondant à l'actuelle plate-forme continentale est précoce. L'opposition entre la partie des Calédonides restée positive et cette aire affaissée est peut-être liée à celle qui existe entre une aire d'épaississement crustal à l'est (charriages, descente de panneaux du Bouclier baltique sous le socle de l'ouest et les Calédonides par sous-chevauchements (Mykkeltveit *et al.*, 1980) et une région de croûte plus mince à l'ouest. L'affaissement dévonien ou carbonifère de ces régions occidentales entre Norvège et Groenland s'est produit le long d'une très longue zone de cisaillement sénestre entre les domaines Amérique du Nord - Groenland et Fennoscandie, puis, au Carbonifère, en régime d'extension. Il a sans doute été plus important que ne semble le montrer la présence des sédiments dévonien seulement au sud du Trøndelag : l'altérite d'âge carbonifère inférieur d'Andøy a dû être fossilisée sous 4 à 5 km de sédiments d'âge carbonifère moyen à triasique, dont l'extension a probablement concerné toute la marge actuelle, mais aussi une partie de l'aire continentale (Sturt *et al.*, 1979).

Au sud, les déformations calédoniennes tardives ont été analysées grâce à l'étude de la surface infracambrienne, qui porte encore de nombreux lambeaux de couverture (Liestøl, 1960) : les antiformes du Folgefonn et surtout du Hardangervidda encadrent les étroites fosses SW - NE de Røldal et du Ryfylke, occupés par des nappes maintenant très morcelées (fig. 252). Le Hardangervidda et le Telemark (Gaustatoppen) constituent, comme au Varégien, une zone haute, dont les abords orientaux seront ensuite déformés au voisinage du fossé d'Oslo. Le rebord sera en effet soulevé sur le

fianc ouest du dôme permien, et fortement flexuré vers le rift dans les régions de Skien, Kongsberg et Hønefoss, où sont conservés plusieurs centaines de mètres de sédiments paléozoïques. La région d'Oslo semble d'ailleurs avoir déjà constitué une synclise, déprimant la surface infracambrienne, tout au long du Paléozoïque inférieur (Bockelie, 1978). Même si l'ensemble est aujourd'hui aplani sur la retombée est du bourrelet, la permanence des tendances épirogéniques est remarquable.

Plus au nord, l'intumescence calédonienne a probablement été maximale sur l'alignement de fenêtres Grong - Store Børgfjell - Nasafjäll - Rombak - Raipas. Mais la région des Lofoten - Vesterålen a sans doute aussi formé un bombement, après le passage des nappes de charriage venues de l'ouest. A l'est, la base des nappes, avec sa semelle blastomylonitique au contact du socle, est ployée, témoignant du bombement tardif de cette région et de celle du Tysfjord. Ce bombement contribue à expliquer l'affleurement dans l'archipel de roches très profondes ; on peut cependant penser qu'au cours de l'orogénèse, la région n'était guère éloignée de la surface, comme le montre la quasi-absence de métamorphisme calédonien. Le soulèvement tardicalédonien de cette région est de toute façon modeste par rapport aux mouvements verticaux précambriens qui avaient amené près de la surface des roches cristallisées à 40 km de profondeur.

Les tendances au soulèvement de l'ouest scandinave sont donc anciennes. Mais alors que les bombements à court ou moyen rayon de courbure de l'orogénèse calédonienne témoignent d'une certaine remobilisation du socle, les soulèvements à grand rayon de courbure du Précambrien tardif, dans le sud norvégien, et ceux qui s'inaugurent partout au permien attestent un degré élevé de consolidation, impliquant d'autres mécanismes, avec des reviviscences qui peuvent suggérer une véritable "mémoire des plaques". Le terme est emprunté à F. Ellenberger (1976), qui fait remarquer que " la ... localisation des bombements récents à l'intérieur de la seule chaîne ancienne ... interdit formellement ... tout appel à une cause qui ne soit pas restée inscrite sur place dans le tréfonds de la chaîne"

Bien que, selon cet auteur "tout soulèvement épigénétique implique un allègement de la lithosphère", les études géophysiques récentes ne mettent guère en évidence une "racine sialique" qui pourrait expliquer la résurrection de l'intumescence calédonienne par le seul phénomène de compensation isostatique. L'absence d'une telle racine est d'ailleurs soulignée par Meissner (1979) et par Theilen et Meissner (1979). La carte du Moho (Sellevoll, 1973 ; fig. 253.) montre que la croûte continentale sous le Bouclier fennoscandien, épaisse en moyenne de 35 km (Seguin, 1972) présente des épaisissements modestes qui ne peuvent à eux seuls rendre compte du phénomène. L'un, elliptique, est axé sur la Mer Baltique, donc sur la zone la plus déprimée (mais en cours de relèvement glacio-isostatique), jusqu'à 44 km. L'autre est parallèle aux Calédonides, mais il ne coïncide bien avec le bourrelet qu'en Norvège méridionale jusqu'au 62e parallèle : la croûte atteint jusqu'à 40 km d'épaisseur, sous la ligne de faite, du Rogaland au Jotunheim ; le Moho y reproduit, inversé, le dispositif superficiel en "bout de cigare". Encadrée par des amincissements marqués sous les structures arasées du Fossé d'Oslo (32 à 36 km), et sous le Ravin norvégien (28 km), cette zone relativement épaisse coïncide avec la partie du bourrelet qui joue positivement depuis le Précambrien tardif. Plus au nord, l'épaissement maximum (45 km) se situe sous le rebord oriental des Calédonides, en Norvège orientale, où il correspond partiellement à l'axe miogéantoclinal (Ramberg *et al*, 1977) et dans le Jämtland, donc à une centaine de km à l'est de la ligne de faite. Il s'amortit au nord, sous la Laponie suédoise.

Les coupes (fig. 243, 248 et 249) montrent que sous le bourrelet proprement dit, du Sør-Trøndelag au Finnmark, on note surtout un amincissement de la croûte vers la plate-forme continentale, jusqu'à 28 km, et même 26 sous les Iles Lofoten ; vers le domaine océanique, l'épaisseur passe à 15 km sous le Plateau de Vøring, et 10 km sous le Bassin norvégien. L'épaissement le plus marqué de la croûte, décalé par rapport à l'axe du bourrelet, est situé au droit de l'ensellement de Trondheim ; cela ne permet pas d'expliquer le jeu du bourrelet par simple ajustement isostatique d'une zone de croûte

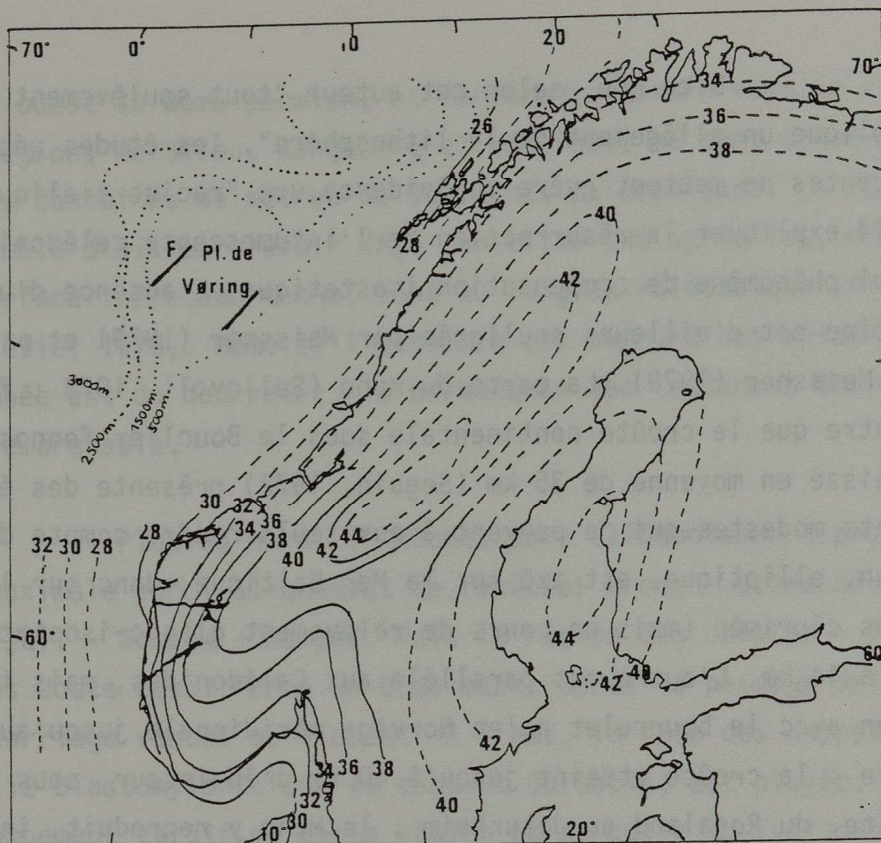


Figure 253. Carte du Moho en Fennoscandie (Sellevoll, 1972).

restée épaissie depuis la fin de l'orogénèse calédonienne, même si les données obtenues le long de la "Blue Road Geotraverse" incitent les géophysiciens à maintenir l'idée d'une racine légère dans la lithosphère sous les Calédonides (Zadelhoff *et al.*, 1981).

Contrairement à l'opinion de Theilen et Meissner (1979) sur un rabotage tertiaire des racines légères des Scandes, on peut penser que leur disparition a pu suivre les grands mouvements tardi-orogéniques de compensation isostatique et l'arasement corrélatif, en régime de stabilité croissante, jusqu'aux niveaux profonds de la zone interne. Les parties périphériques de la chaîne témoignent en effet d'un arasement déjà bien avancé au Carbonifère, comme le montre l'aspect parfaitement aplani des blocs de socle enfouis sous des sédiments d'âge carbonifère supérieur probable devant les côtes du Nordland (Jørgensen et Navrestad, 1981 : fig. 249) ; cette datation est confirmée par la présence sur le socle d'Andøy d'une altérite très évoluée d'âge carbonifère inférieur (Sturt *et al.*, 1979) et par la présence de sédiments sus-jacents discordants, d'âge carbonifère sur Andøy. La discordance du Permien dans le fossé d'Oslo (Ofstedahl, 1960 Henningsmoen, 1978) indique le même phénomène. Cette disparition des racines peut expliquer l'affaissement des parties internes de la chaîne, suivi par les mouvements d'un nouveau style accompagnant un début de décratonisation au Mésozoïque. Une telle disparition expliquerait en outre les longues phases de stabilité relative nécessaires à l'élaboration ultérieure d'aplanissements étendus. On peut pourtant douter qu'un mécanisme de soulèvement indépendant de la chaîne puisse "par un singulier hasard (retrouver) après un tel laps de temps l'emplacement d'une zone orogénique fossile totalement figée et refroidie - à moins de nier tout déplacement de la lithosphère par rapport au manteau profond " (Ellenberger, 1976 , p. 365). Certains auteurs ont cherché le moteur de ce soulèvement *au-dessous du Moho*, dans le manteau supérieur. Ainsi, Ringdal et Husebye (1978) ont détecté, au moyen de nouvelles techniques d'analyses du temps de propagation et des amplitudes des ondes sismiques P, des hétérogénéités structurales au sein de la lithosphère, épaisse de 200 km sous la Norvège méridionale.

D'une nature non précisée, ces hétérogénéités suggèrent que les montagnes calédoniennes ont leur contrepartie dans les niveaux profonds de la lithosphère, avec des structures sous-crustales plus complexes que celles du Bouclier baltique. Mais ces données restent aussi difficilement utilisables que celles de Zadelhoff *et al* (1981).

b. Les autres données géophysiques

La géophysique interne laisse encore sans réponse les questions concernant le mécanisme des réviviscences "héréditaires" (Ellenberger, 1976) que l'on ne peut pas écarter complètement dans le cas du bourrelet scandinave et qui, impliquant des processus non réversibles, exclueraient le rôle des changements de phase au niveau du Moho ou au-dessous. Mais elle apporte des indications relatives à l'ensemble du bourrelet et qui permettent d'orienter le choix des données indispensables à l'élaboration de modèles de constitution de l'antéclise.

Comme tous les bourrelets montagneux, les Scandes constituent une zone d'anomalie de Bouguer négative (Grønhaug, 1961 ; Seguin, 1972 ; Vogel, 1976 ; fig. 254). Les courbes gravimétriques soulignent le tracé de la chaîne. En dehors d'atténuations locales marquées de cette anomalie négative (à l'emplacement des roches denses de la nappe du Jotun, par exemple : cf. supra, chapitre 2), on observe des valeurs atteignant jusqu'à - 100 mgal, selon un dessin qui souligne parfaitement, comme l'épaississement du Moho, le bombement de Norvège méridionale (indépendant des Calédonides), et qui montre que les anomalies sont en général les plus marquées dans l'est de l'édifice calédonien, vers la zone d'épaississement maximal de la croûte. Deux régions échappent à ce schéma au sein du bourrelet, en présentant des anomalies nulles ou positives : la région de Trondheim (ensellement) et le Finnmark à l'est de l'Altafjord (rétrécissement et atténuation du bourrelet). Ces régions s'apparentent ainsi, bien que soulevées, aux bordures du bourrelet ; celles-ci sont marquées par un gradient vers les zones bordières d'anomalies positives, inégal à l'est (fort vers la région d'Oslo, faible vers la côte est de la

Suède). assez uniforme et marqué vers la plate-forme continentale, où les anomalies croissent jusqu'à + 250 mgal aux abords de l'aire océanique, avec des valeurs particulièrement élevées dans les régions Lofoten - Sørøya, Vega - Leka, Smøla - Hitra (où les roches sont particulièrement denses) : Grønlie et Ramberg, 1970.

Etrangère, sauf sur la façade ouest de la Norvège, aux isobases du relèvement isostatique postglaciaire, centrées sur le Golfe de Botnie, la distribution de l'anomalie négative de gravité du bourrelet scandinave souligne la zone de bombement récent, avec ses inégalités. Elle reflète partiellement, au centre et au sud, le relatif épaissement de la croûte et son décalage vers l'est par rapport à l'axe du bourrelet. Mais si l'on considère que l'épaississement modeste observé sous l'est des Calédonides est hérité, on comprend mal qu'il puisse avoir participé à un renouveau du soulèvement au Néogène, après une longue période de stabilité ou de mouvements verticaux de styles et d'origines différents. Dans l'hypothèse inverse, ne pouvant être relié à aucune déformation superficielle en régime compressif, un épaissement récent ne pourrait être que d'origine infracrustale, liée par exemple à l'épaississement de la partie inférieure plus ductile de la croûte. Cette hypothèse, qui ne vise à rendre compte que d'un épaissement modeste, et qui ne concerne probablement pas la cause principale du soulèvement, sera examinée avec les autres phénomènes dépendant de l'ouverture océanique. Plus importante est la probable relation de l'anomalie de Bouguer négative avec la présence d'une masse légère subcrustale. L'idée a déjà été évoquée par Vogel (1976), qui a suggéré la présence de reliques profondes d'une plaque descendue par subduction lors de l'orogénèse calédonienne ; mais on comprend mal le rôle qu'elles auraient joué dans une reprise tardive du soulèvement. Malgré l'importance des gradients gravimétriques sur les bordures, les caractères de l'anomalie négative amènent également Theilen et Meissner (1979) et Meissner (1979) à proposer l'existence d'une racine légère profonde, mais cette fois, il s'agirait de matériel asthénosphérique de faibles densité et viscosité, progressant sous la lithosphère continentale depuis l'aire océanique voisine (Biot, 1983 ; Peulvast, 1984 ; Battiau - Queney,

1983). Cette idée pourrait être confirmée par l'observation d'un retard d'une seconde (apprécié à partir de la dispersion des ondes de surface en fonction de leurs périodes) dans la propagation des ondes sismiques sous les Scandes (Husebye et Hovland, 1982) ; mais cette indication sur l'existence d'un allègement thermique du manteau sur une grande épaisseur doit être maniée avec prudence, puisque la même anomalie existe sous les étendues planes des bords de la Baltique (Calcagnile, 1982).

En outre, l'appel à cette hypothèse de la présence d'un matériel chaud et de faible densité servant de racine légère profonde aux Scandes, ne doit être fait que compte tenu des observations sur le flux géothermique dans les Scandes. Autant celui-ci a pu être élevé au Permien dans le rift d'Oslo (bombement "chaud"), autant il est actuellement bas dans toute la Scandinavie, aussi bien à l'est des Calédonides et du bourrelet (en moyenne $0,93 \pm 0,29$ HFU) que dans toute la Norvège du Nord et au sein de la plus grande partie du bourrelet (1,07 à 1,18 HFU : Grønlie *et al*, 1977) ; ces chiffres sont à rapprocher des 2 ou 3 HFU du Fossé rhénan ou du Lac Baïkal (Ellenberger, 1976). On peut cependant noter que, selon les auteurs cités, les gradients géothermiques, qui varient de 8,6 à 17,2° C / km en Norvège sont un peu plus élevés en moyenne dans les Calédonides. Cela n'empêche pas le bourrelet scandinave d'appartenir à *la catégorie des bombements "froids"*. Si un afflux de matériel chaud est impliqué dans le soulèvement, il doit être suffisamment profond et récent, sous une lithosphère assez épaisse pour que le flux géothermique ne soit pas encore arrivé en surface.

La question de l'intervention de mécanismes liés aux structures très profondes de l'orogène calédonien reste posée. Les observations géophysiques citées, ainsi que l'étude du rythme du soulèvement, ont fait apparaître une autre corrélation ; il s'agit de la corrélation qu'on peut établir avec l'ouverture de l'aire océanique de la Mer de Norvège, dont certaines modalités sont liées aux héritages de la structuration paléozoïque, et avec l'évolution de la marge continentale (à laquelle on peut rattacher par son comportement la

Mer du Nord). Alors que les gradients (pente du Moho, anomalies gravimétriques) sont faibles dans la zone de passage du bourrelet aux aires stables du bouclier, ils deviennent forts au voisinage des aires instables anciennes (rift d'Oslo, Skagerrak) et actuelles (marge norvégienne) ; les processus intéressant ces zones étroites jusqu'à des profondeurs importantes sont sans doute déterminants.

2 - Ouverture océanique et bourrelet liminaire

Entrant dans la suite des idées de Jessen (1940) sur les bourrelets marginaux des continents, l'hypothèse d'une relation entre le soulèvement de l'ouest scandinave et l'ouverture de l'Atlantique nord est ancienne, et elle a déjà été exprimée avant le renouveau des théories sur la dérive des continents. Evoquée par Guilcher (1958), cette idée est ainsi exprimée par Birot (1958, p. 244) : "Cette instabilité (du monde calédonien) est ... en rapport avec l'ouverture de l'Atlantique septentrional vis-à-vis duquel les montagnes calédoniennes ont déjà la physionomie de bourrelets marginaux ..." La relation avec l'évolution de la marge continentale est également évoquée par O. Holtedahl, depuis 1940, avec l'idée de failles marginales bordant le bourrelet. Les travaux effectués depuis les années 1960 sur la Mer de Norvège et sur la marge continentale permettent de préciser ces idées.

a. L'évolution de la Mer de Norvège et l'épirogénèse scandinave.

Avant le Cénozoïque, Groenland et Norvège font partie de la même plaque lithosphérique (Talwani et Eldholm, 1972), structurée depuis la fin de l'orogénèse calédonienne. Après les affaissements localisés du Downtonien et du Dévonien (fig. 255), la décratonisation de l'aire comprise entre Norvège et Groenland s'annonce dès le Carbonifère par une vaste subsidence (Sturt et al, 1979) et par des mouvements d'extension (Ziegler, 1978). Inauguré au Permien, le jeu du rift norvégo-groenlandais dont les bras avortés resté intracontinentaux sont le Viking Graben, le Vestfjord et certains bassins faillés de

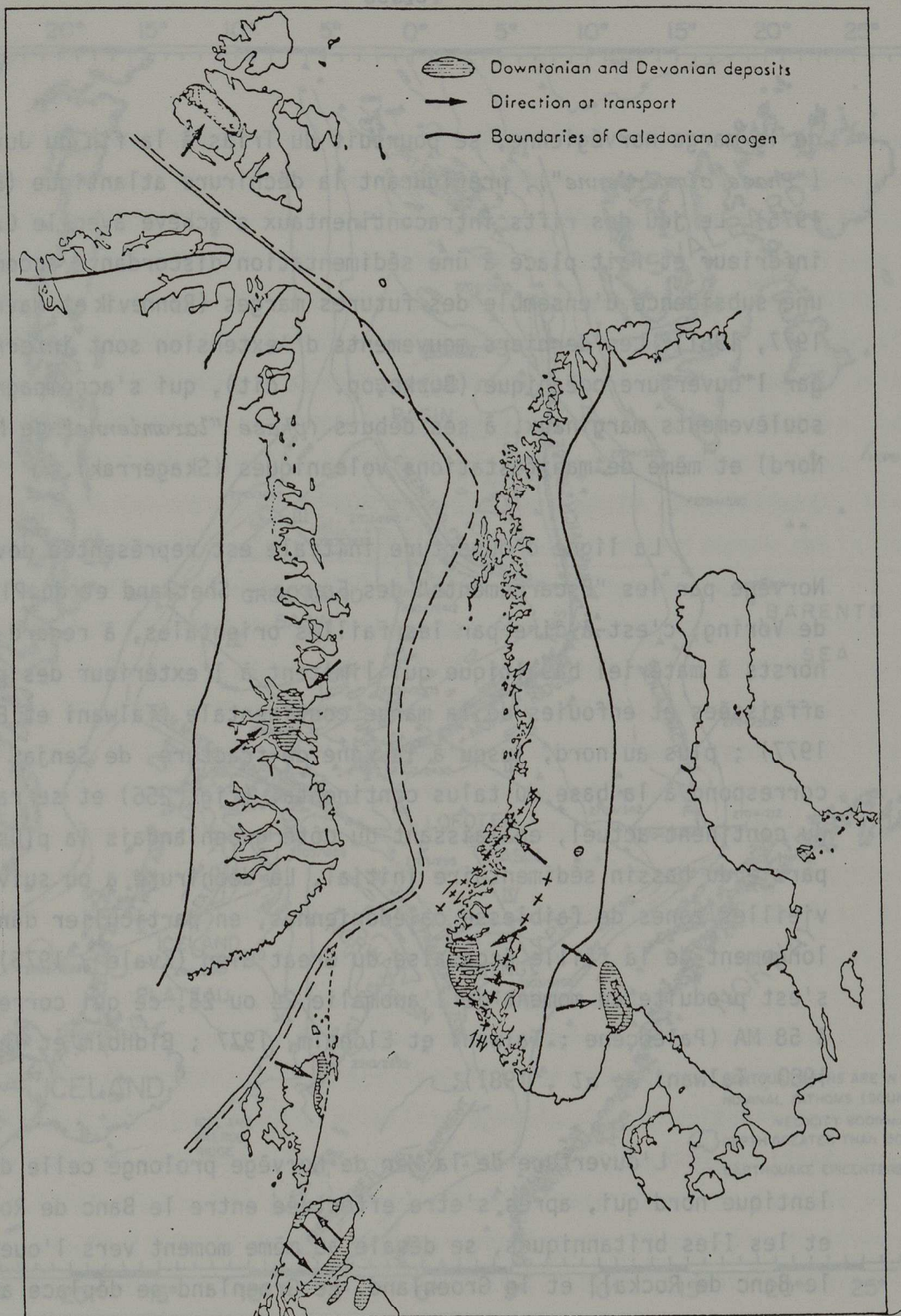


Figure 255. Répartition des dépôts dévoniens et dowtoniens dans le domaine nord-atlantique tel qu'il était structuré à la fin de l'orogénèse calédonienne. Au centre, les limites des marges continentales ultérieures, norvégienne et groenlandaise. Alignements de croix : décrochements tardi-orogéniques dévoniens. D'après Kvale (1975) et Guézou (1979).

de la marge norvégienne, se poursuit du Trias à la fin du Jurassique ("Phase cimmérienne"), préfigurant la déchirure atlantique (Burke, 1976). Le jeu des rifts intracontinentaux s'achève avec le Crétacé inférieur et fait place à une sédimentation discordante accompagnant une subsidence d'ensemble des futures marges (Rønnevik et Navrestad, 1977, 1981). Les derniers mouvements d'extension sont interrompus par l'ouverture océanique (Burke, op. cit), qui s'accompagne de soulèvements marginaux, à ses débuts (phase "laramienne" de Mer du Nord) et même de manifestations volcaniques (Skagerrak).

La ligne d'ouverture initiale est représentée devant la Norvège par les "Escarpements" des Féroé - Shetland et du Plateau de Vøring, c'est-à-dire par les failles orientales, à regard est, des horsts à matériel basaltique qui limitent à l'extérieur des parties affaissées et enfouies de la marge continentale (Talwani et Eldholm, 1977) ; plus au nord, jusqu'à la zone de fracture de Senja, elle correspond à la base du talus continental (fig. 256) et se rapproche du continent actuel, en laissant du côté groenlandais la plus grande partie du bassin sédimentaire initial. La déchirure a pu suivre de vieilles zones de faiblesse calédoniennes, en particulier dans le prolongement de la faille écossaise du Great Glen (Kvale, 1975) ; elle s'est produite au moment de l'anomalie 24 ou 25, ce qui correspond à 58 MA (Paléocène ; Talwani et Eldholm, 1977 ; Eldholm et Thiede, 1980. Talwani *et al*, 1981).

L'ouverture de la Mer de Norvège prolonge celle de l'Atlantique nord qui, après s'être effectuée entre le Banc de Rockall et les Iles britanniques, se décale au même moment vers l'ouest, entre le Banc de Rockall et le Groenland. Le Groenland se déplace alors vers le NW par rapport à l'Europe, en coulissant contre le rebord de la plate-forme de Barents et le Spitsberg, le long de la zone de fracture de Senja ; à la même époque, il se sépare du Labrador et se comporte donc comme une plaque individuelle jusque vers 38 MA (Bartonien supérieur, date de l'arrêt de l'expansion en Mer du Labrador).

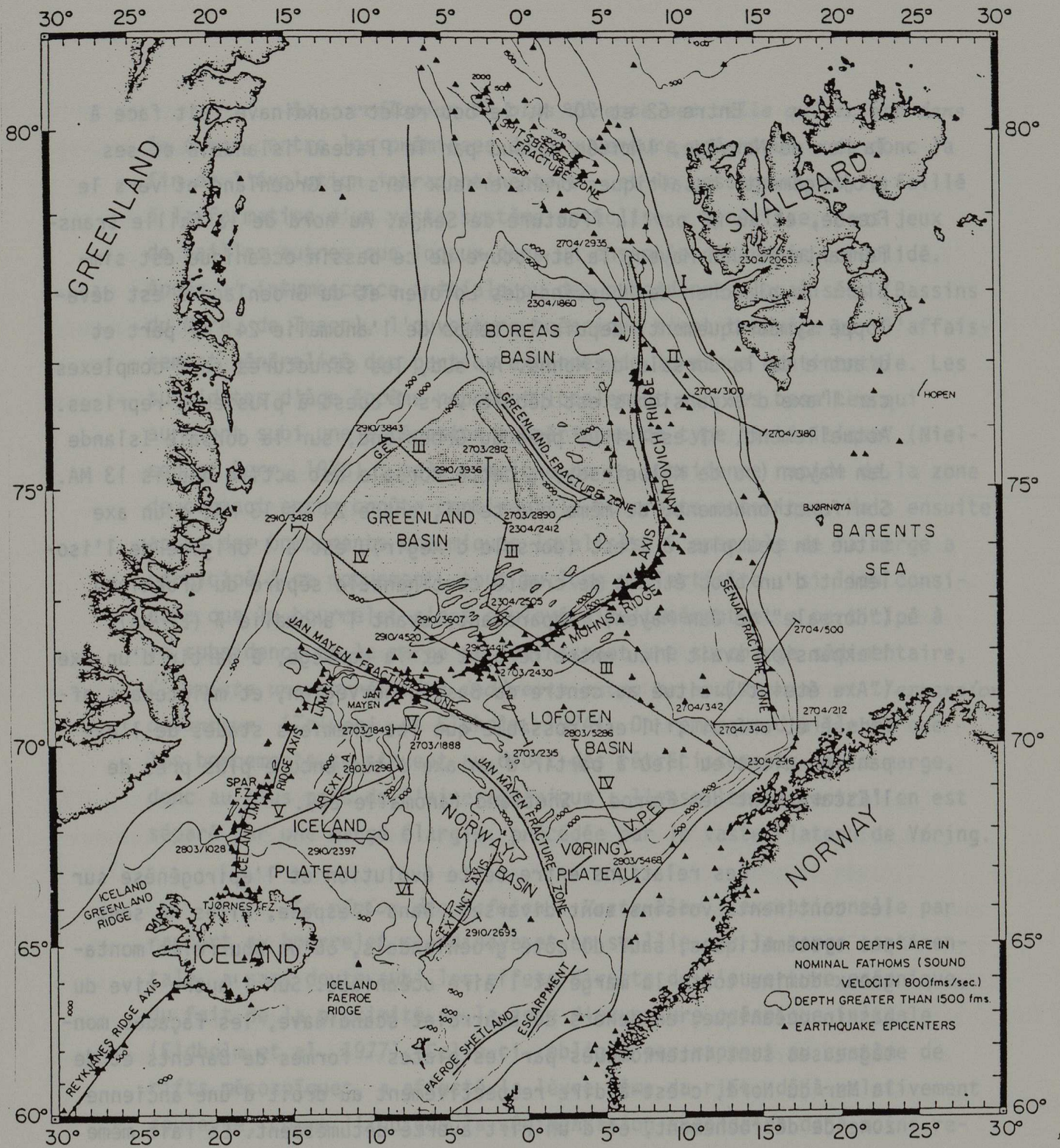


Figure 256. Grands traits structuraux de la Mer de Norvège et du Groenland (Talwani et Eldholm, 1977).

Les triangles noirs indiquent les épicentres de séismes, et les aires en grisé, les profondeurs supérieures à 1500 brasses.

Entre 62 et 70° N, le bourrelet scandinave fait face à la Mer de Norvège, limitée au sud par le Plateau islandais et ses prolongements basaltiques transversaux vers le Groenland et vers le Fœroë, et au NE par la fracture de Senja. Au nord de la faille transformante de Jan Mayen, la structure de ce bassin océanique est simple : le plancher des bassins des Lofoten et du Groenland s'est développé symétriquement, depuis le temps de l'anomalie 24, de part et d'autre de la dorsale de Mohs. Au sud, les structures sont complexes, car l'axe d'expansion s'est décalé vers l'ouest à plusieurs reprises. Actuellement, il est situé près du Groenland, sur la dorsale Islande Jan Mayen (ou de Kolbeinsey) ; cette dorsale est active depuis 13 MA. Son fonctionnement, de même que celui, entre 24 et 13 MA, d'un axe situé un peu plus à l'est (dorsale d'Aegir), est à l'origine de l'isolement d'un bloc étroit de croûte continentale séparé du Groenland ("dorsale" de Jan Mayen). Auparavant, avant l'anomalie 7 (27 MA), l'expansion avait lieu entre ce bloc et la Norvège, à partir d'un axe ("Axe éteint") situé au centre du Bassin norvégien, et maintenant affaibli et enfoui ; il est possible que les premiers stades de l'expansion aient eu lieu à partir d'un axe situé encore plus près de l'Escarpement des Fœroë - Shetland (anomalie 24).

Les relations entre cette évolution et l'épirogénèse sur les continents voisins sont diverses. Dans l'espace, elles ne sont pas systématiques, sauf du côté groenlandais, où un bourrelet montagneux domine toute la marge et l'aire océanique. Sur l'autre rive du bassin océanique, en dehors du bourrelet scandinave, les façades montagneuses sont interrompues par les plates-formes de Barents et de la Mer du Nord, c'est-à-dire respectivement au droit d'une ancienne zone de décrochement, et d'un rift avorté détumescent. Le fait même que le bourrelet scandinave s'incurve aussi autour de ces hiatus intracratoniques empêche de le relier uniquement au phénomène d'ouverture océanique ; de plus, par son caractère de bombement "froid", il se différencie de régions comme l'Ecosse et l'est du Groenland qui se sont soulevées au moment de l'ouverture océanique en liaison avec l'existence d'un vaste "hot spot" responsable aussi d'une forte activité volcanique (Talwani et Eldholm, 1977).

La corrélation la plus directe est celle qui existe dans le temps, entre les prémisses de l'ouverture océanique - et donc la fin de l'évolution intracontinentale - et le passage du style faillé à la formation d'un vaste système antéclise - synéclise, sans jeux de failles autres que locaux dans un ensemble désormais consolidé.

Après l'intumescence initiale ou des subsidences localisées (Bassins du Møre, de Traen), l'ouverture océanique s'est traduite par l'affaissement généralisé des parties externes de la marge continentale. Les turbidites d'âge éocène reposent localement sur les basaltes qui auraient subi une altération subaérienne de type "latéritique" (Nielsen et Kerr, 1978) ; cela témoigne de la subsidence rapide de la zone de contact entre croûte continentale et croûte océanique. Mais ensuite, après des bombements thermiques localisés, l'ensemble de la marge a participé à ce mouvement, tout au long du Tertiaire ; si l'on considère que le bourrelet s'est soulevé simultanément et a participé à la subsidence de la marge en fournissant une surcharge sédimentaire, *il existe une corrélation indirecte entre ce soulèvement et l'expansion océanique* (Talwani et Eldholm, 1974). On remarque d'ailleurs que les bombements se situent au droit des rétrécissements de la marge, donc au plus près de l'aire océanique ; l'ensellement central en est séparé par une marge élargie, précédée par le vaste Plateau de Vøring.

La région des Lofoten - Vesterålen, exceptionnelle par rapport au bourrelet scandinave et en saillie sur la marge continentale, a sans doute subi les effets directs de l'ouverture océanique, du fait de la proximité de la zone d'ouverture océanique initiale (Eldholm et al, 1977). Celle-ci, oblique par rapport au système de rifts mésozoïques, a affecté la lèvre même du rift, déjà relativement soulevée, comme l'indique la sédimentation secondaire déjà moins représentée qu'ailleurs. Après l'ouverture sans doute accompagnée d'un soulèvement, la subsidence n'a affecté qu'une zone très étroite de croûte continentale amincie, avec un jeu de failles d'âge paléocène ; ces failles ont été ultérieurement enfouies (Eldholm et al, op. cit). Par contre, la marge subsidente beaucoup plus large située au sud de l'archipel, et non coupée par l'ouverture océanique, a subi une flexuration sur toute sa largeur.

Restreinte à une marge amincie large de quelques km seulement devant Langøy et Andøy, la subsidence a donc épargné la région des Lofoten - Vesterålen, dépourvue de sédiments tertiaires. Les reliefs de cette région, correspondant à des grands horsts et à des failles ayant fonctionné jusqu'au Paléocène et après (Sturt *et al.*, 1979) peuvent être partiellement hérités du soulèvement associé à l'ouverture. On peut donc s'attendre dans cette région, ultérieurement incorporée à la retombée du bourrelet, à un rythme morphotectonique quelque peu différent de celui du reste de la Scandinavie, et lié aux particularités de l'ouverture océanique.

D'autres corrélations restent incertaines. Les soulèvements continentaux ont pu affecter des zones plus éloignées que les Lofoten de la ligne d'ouverture. Ils sont attestés par les apports terrigènes paléocènes (Kossovskaya *et al.*, 1978) qui accompagnent l'ouverture et l'affaissement de l'aire océanique, mais leur ampleur est inconnue. L'accélération néogène de l'épirogénèse continentale ne semble pas traduire de bouleversement dans le style de l'expansion océanique, si ce n'est la position de plus en plus occidentale de l'axe d'expansion : les "sauts" de 24 MA et de 13 MA, accroissent l'éloignement dû à la seule expansion, ce qui peut accentuer la détumescence thermique des régions de marges. Les données manquent sur l'évolution du rythme de l'expansion ; vers 50° N, Laughton (1975) signale le passage, au Néogène, d'une vitesse de 0,7 à 1,4 cm par an. Malgré la faiblesse de ces dernières corrélations, l'association spatiale et chronologique de l'aire océanique, de la marge continentale subsidente et du bourrelet est remarquable, et elle ne constitue pas un cas isolé.

Ce type d'association existe en effet sur de nombreuses marges passives. Les marges continentales de type atlantique correspondent toutes à des domaines ayant connu une phase précoce, de longue durée (du Trias au Néocomien), et souvent épisodique, de formation de rifts puis de subsidence accompagnés de phénomènes d'étirement et d'amincissement de la lithosphère (Keen *et al.*, 1981, Artyushkov, 1981). Depuis le Crétacé inférieur, ces domaines ont enregistré une période

plus courte de jeu de synéclises, phénomène prolongé par la subsidence marginale et par des phénomènes de progradation sédimentaire après l'ouverture océanique (Kent, 1976, 1977). Le passage du régime d'extension et de fracturation au régime de flux plastique reflète sans doute les différences de réponse de la lithosphère amincie aux événements thermiques de répartition mondiale qui ont entraîné la dislocation des supercontinents de Gondwana et de Laurasia ; il a lieu presque partout au Crétacé inférieur ou à l'Aptien.

Les marges asismiques, de type atlantique ne sont pas toutes dominées par des bourrelets montagneux. Mais ceux-ci ont des caractéristiques assez voisines, rappelant celles de l'antéclise scandinave. Les bourrelets marginaux africains, autour de l'Afrique du Sud, à l'ouest de la cuvette congolaise, ou en Afrique occidentale correspondent à des bombements à grand rayon de courbure, localement accentués par des failles qui interrompent un raccord en général flexuré avec la marge, (Biro, 1970 ; Petit, 1982) ; la position de ces flexures est en général fixée depuis le Mésozoïque. Le bourrelet des Ghâtes occidentales, celui de l'Australie occidentale, ou encore une partie de celui du Brésil oriental sont du même type (Vanney, 1982). Enfin, le domaine nord atlantique lui-même présente d'autres bourrelets, qui bordent l'océan en expansion (Groenland oriental, Ecosse, Irlande occidentale, Appalaches ; Godard, 1982) ou ses annexes devenues inactives (Labrador : André, 1980, 1983). Dans ces bourrelets s'inscrivent le plus souvent une ou plusieurs surfaces d'aplanissement attestant un jeu saccadé. Beaucoup d'entre eux montrent des surfaces d'érosion mésozoïques déformées, flexurées, parfois faillées par des rejeux d'accidents anciens, et mordues par des aplanissements étagés tertiaires (Biro, 1970, 1983). Comme en Scandinavie, le bombement cénozoïque, déterminant, est bien distinct du jeu des rifts mésozoïques enfouis ou incorporés au bourrelet (Groenland oriental : Surlyk, 1977). Il se trouve lié géométriquement et chronologiquement à la zone subsidente de la marge, affectée par un processus de progradation.

En ce sens, le bourrelet scandinave, comme les autres bourrelets évoqués, se différencie du bourrelet arabe (Vanney,

1982) qui borde l'aire océanique juvénile de la Mer Rouge (où l'on a justement défini le stade "Mer Rouge") ; là, "du côté continental, les lèvres et les flancs du rift primitif subsistent, de sorte que les produits de l'érosion subaérienne ... continuent à être évacués comme dans le stade ("rift continental") vers l'extérieur du bassin" (Boillot, 1979, p. 44). Du côté du rift, la retombée rapide du bourrelet correspond à un système de failles conformes ou surtout antithétiques par rapport à une flexure affectant le socle et les trapps volcaniques antérieurs à l'ouverture du rift. Aucune surface d'érosion n'entaille ce relief en cours de soulèvement depuis l'Oligocène. Ce bourrelet, partie du dôme de rift dont le soulèvement est d'origine thermique, donne l'image de ce qu'ont pu constituer les lèvres maintenant affaissées et enfouies des rifts mésozoïques du domaine nord-atlantique. Très proche de l'aire océanique, dont il n'est séparé que par une plate - forme continentale étroite, il n'a plus d'équivalent en Mer de Norvège, sauf peut-être la région des Lofoten, qui borde une marge "rajeunie" (Boillot, 1979, p. 51) et qui a pu connaître dans le passé les effets du bombement thermique associé à l'ouverture océanique.

Toute tentative d'explication de la constitution des bourrelets marginaux doit tenir compte de ces faits, en particulier de la différence de style qui existe entre les bourrelets des secteurs où l'ouverture océanique est très récente et ceux qui bordent les marges plus anciennement constituées, et aussi du fait que des bourrelets n'existent pas systématiquement en arrière des marges asismiques. Le nord-ouest européen en offre un excellent exemple, avec le hiatus qui existe au niveau de la Mer du Nord entre les Scandes et le bourrelet du nord-ouest écossais ; l'existence d'un prolongement intracratonique du bourrelet scandinave, dans les régions du Sogn-Jotun et au-delà, jusqu'à une distance importante de l'actuelle marge continentale et en bordure d'une ancienne aire de distension délaissée par l'ouverture océanique doit être également prise en compte dans le choix des paramètres proposés pour l'élaboration de modèles.

b. Modèles de constitution du bourrelet liminaire.

La plupart des modèles géophysiques récents concernent l'évolution des marges continentales plus que le problème du soulèvement des bourrelets marginaux. Mais quelques publications récentes, dont une synthèse a été présentée lors d'un colloque tenu à Paris en Décembre 1982 (Battiau - Queney, 1983 ; Birot, 1983), ainsi que la collaboration que nous entretenons depuis 1981 avec le Laboratoire de Géophysique et de Géodynamique interne de l'Université de Paris-Sud (Peulvast et Fleitout, 1982 ; Fleitout *et al*, 1983 ; Peulvast, 1984) permettent de proposer des mécanismes rendant compte de la surrection et des caractéristiques de ces antéclises. Il n'entre pas dans le cadre de cet ouvrage de procéder à une discussion complète des modèles en présence et à un approfondissement de ces modèles - un travail qui par ailleurs est en cours : Fleitout et Peulvast, in prep. - Il s'agit simplement de discuter la nature des mécanismes envisageables, à travers une brève présentation des hypothèses, et leurs incidences sur les modalités des déformations dans les régions considérées.

La quasi - absence de racines légères crustales sous les Scandes suggère que les mécanismes du soulèvement sont vraisemblablement profonds. Une bonne illustration de ce fait est fournie par la région des Lofoten - Vesterålen, constituée de roches denses, déterminant une forte anomalie positive de Bouguer, dans une zone de croûte amincie : malgré ces facteurs, elle a participé à des mouvements positifs au Tertiaire, pendant que le reste de la marge s'affaissait et s'ensevelissait sous des sédiments plus légers : les moteurs de ces mouvements verticaux n'ont pas leur siège à ce niveau.

Il convient cependant de ne pas écarter à priori tous les facteurs qui pourraient concourir à en rendre compte et qui découleraient du dispositif décrit précédemment au niveau crustal. Certes, il n'apparaît guère réaliste de mettre ce phénomène en relation avec les flux de matière liés à l'étirement et à l'amincissement de la croûte sous les régions marginales, puisque ces processus ont joué, par distension et par érosion de la base de la lithosphère, dès le Mésozoïque, avant même l'ouverture océanique (Meissner, 1981) ; en effet, les phénomènes de convection et les bombements du manteau res-

ponsables du rifting ont entraîné une subsidence de la région étirée, du fait de la réponse isostatique de la lithosphère amincie aux changements de densité en profondeur, puis, après l'ouverture elle-même, sous l'effet de la contraction thermique (Keen *et al.*, 1981). Ainsi, les mécanismes intralithosphériques suggérés par Bott (1971) pour expliquer la subsidence des marges continentales, et qui pourraient engendrer des courants de compensation dirigés de l'océan vers le continent au niveau de la lithosphère ne paraissent pas pouvoir être évoqués en liaison avec les phénomènes d'étirement. Mais on peut tenter d'établir des corrélations mécaniques entre le phénomène de subsidence marginale - connu sur la marge norvégienne comme en Mer du Nord - , et l'épirogénèse de l'ouest scandinave. Après les réactions isostatiques lors du rifting initial, la subsidence est avant tout liée au refroidissement et donc à l'augmentation de densité que subissent la croûte océanique et la croûte continentale au fur et à mesure qu'elles se trouvent plus éloignées de la dorsale (Talwani et Eldholm, 1974) ; c'est à l'origine de la différence de style entre la région faillée des Lofoten, où la contraction thermique a affecté une zone amincie restée longtemps étroite entre le rift et le continent émergé, et la marge flexurée située plus au sud, plus large et vite éloignée de la dorsale par ses sauts successifs vers l'ouest (Eldholm, 1978). La subsidence de la Mer du Nord est due à la *détumescence thermique* de la région du Viking Graben après la fin de son fonctionnement (Ziegler, 1978) ; selon Boillot (1979), ce mécanisme, qui suit l'amincissement crustal déjà évoqué, peut expliquer un affaissement de 2 à 3km, qui correspond bien aux épaisseurs sédimentaires observées.

La sédimentation sur la marge continentale et dans cette synéclyse, entraînant une surcharge de matériaux moins denses que ceux du socle, est la conséquence de cette subsidence (et de la surrection du bourrelet voisin) et non sa cause (Lliboutry, 1973) ; par les inégalités de son épaisseur, dues à la présence de bassins mésozoïques enfouis et à une subsidence plus marquée localement (axe de la Mer du Nord, bassin du Møre ...), elle est à l'origine des zones allongées de diminution de l'anomalie positive de Bouguer (Grønlie et ramberg, 1970). Elle accroît sans doute la subsidence, en rempla-

çant la surcharge d'eau par celle de sédiments ($d \rightarrow 2,4$). Son action sur la croûte peut s'interpréter selon deux modèles, discutés par Watts et Ryan (1976) : celui de la "charge locale", avec des réactions différentielles entre blocs inégalement chargés, dans une croûte faillée de type Airy, faisant rejouer les structures antérieures, et non attesté sur cette marge ; et surtout celui de la "charge flexurale", où la subsidence se fait par ploiement sans rupture. S'appliquant à la plus grande partie de la marge norvégienne et à la Mer du Nord, le modèle flexural implique un soulèvement corrélatif vers l'intérieur (estimé par Watts et Ryan à 52 m, à l'intérieur de la marge de l'est des Etats-Unis, 60 km en arrière de la Fall Line) ; cela reste modeste par rapport à l'épirogénèse scandinave.

La conséquence la plus importante de la surcharge sédimentaire est la formation d'un bombement à grand rayon de courbure sur les marges de l'aire subsidente (Lliboutry, 1973, p. 500 ; Boillot, 1979), grâce à un transfert de matériel depuis le tréfonds de la zone affaissée vers l'extérieur. La réalité d'une telle migration, rapide à l'échelle géologique, est attestée dans la région par le relèvement isostatique post-glaciaire, qui a précisément été le phénomène permettant d'établir certains mécanismes de la compensation isostatique, dans un domaine où les corrélations entre les anomalies de gravité et le soulèvement actuel restent incertaines (Honkasalo, 1964). Selon Lliboutry (1973, 1982), c'est dans la couche "à faible vitesse" du sommet de l'asthénosphère, entre 100 et 400 km de profondeur, que se trouve le niveau le plus fluide (10^{21} poises) susceptible de cet écoulement sur des durées de l'ordre de 10^5 à 10^4 ans ou même moins (Mörner, 1978). Ce processus rend compte d'enfoncements et de relèvements crustaux de 600 à 800 m (Golfe de Botnie), dûs à des surcharges glaciaires équivalant à près d'un kilomètre de roches. On peut donc penser que le flux asthénosphérique de compensation dirigé de l'océan vers le continent (Bott, 1971), sans doute accru par la subsidence de la partie externe de la marge et par la surcharge sédimentaire qui contribue à l'enfoncer, se fait grâce aux propriétés de cette même couche, malgré la disparité d'échelle entre les deux phénomènes. A ce flux se superpose momentanément, et dans le même sens,

sous la côte norvégienne, le flux de compensation du relèvement glaciaire. L'ensemble ne suffit cependant pas à expliquer le relèvement du bourrelet liminaire, qu'on ne peut attribuer à un simple bombement marginal d'une aire surchargée. Ces bombements périphériques sont en général modestes (170 m pour la Mer du Nord, selon Mörner, 1978) et éloignés de la marge de l'aire surchargée (John et Sugden, 1975 : à 280 km de la marge pour un inlandsis de 450 km de rayon et d'1,8 km d'épaisseur.

Tout au plus peut-on attribuer à un tel flux profond de compensation, plus important et surtout plus durable dans le cas d'une surcharge sédimentaire, un rôle d'accentuation du bombement engendré par un autre mécanisme. De même, on peut estimer que l'érosion subie par le bourrelet, particulièrement importante au Néogène et surtout au Quaternaire, a contribué à en accroître la vitesse de soulèvement. Il y a là une sorte d'auto-accentuation d'un phénomène dont les causes résident dans *des mécanismes épirogéniques d'origine profonde.*

Ces mécanismes profonds se situent probablement au niveau de l'asthénosphère, et les phénomènes précités n'en constituent probablement pas les aspects majeurs, même s'ils contribuent aux mouvements verticaux. Ainsi, Meissner (1979) attribue les anomalies de Bouguer négatives du bourrelet scandinave à la présence d'un matériel asthénosphérique de faible densité et de faible viscosité, de type océanique, pénétrant sous la lithosphère continentale depuis l'aire océanique par un mécanisme de creep, en établissant *une sorte de subduction non sismique.* Les contraintes compressives NW-SE enregistrées dans la croûte scandinave (Hast, 1969), seraient le résultat de ce phénomène, ainsi que de la poussée directement exercée par la lithosphère océanique en expansion.

Reprenant les idées avancées par Vetter et Meissner (1979). Y. Battiau - Queney (1983) suggère qu'un tel phénomène, explicable par les contraintes nées du gradient de pression lithostatique au contact des croûtes continentales et océaniques, de part et d'autre de la marge, se produirait en fait à l'intérieur même de la lithosphère, dans le manteau supérieur et dans la partie inférieure, ductile, de la croûte, qui en serait solidaire. Le soulèvement de la

bordure continentale serait directement lié à la compression résultant de ce fluage depuis l'aire océanique. Cette hypothèse est discutée en détail par P. Birot (1983), qui considère avec Lliboutry (1982), et à partir d'autres données, que le fluage visqueux ne se produit en fait qu'au-dessous de 80 km et qu'il est rapide à partir de 140 km. Un tel fluage, plus profond que celui qu'envisage Battiau - Queney (1983) expliquerait le soulèvement du bourrelet dans la mesure où le mouvement intramantellique, plus rapide que celui du sommet de la plaque, allège le rebord du continent par injection de matériel relativement léger, puisque plus chaud, sur une épaisseur suffisante pour provoquer un soulèvement qui maintienne la compensation isostatique. Selon les calculs de P. Birot, effectués en fonction d'une limite inférieure du manteau élastique (base de la lithosphère) correspondant à l'isotherme 600° C (Peulvast et Fleitout, 1982), et de la juxtaposition d'un manteau océanique chaud avec un manteau continental plus dense et dont la densité augmente plus vite en profondeur, la migration du manteau visqueux de la plate-forme continentale (correspondant en fait lui aussi à du matériel asthénosphérique océanique chaud) sous une lithosphère continentale épaisse de 65 km provoquerait une diminution de densité de 0,03 sur une hauteur de 115 km. Celle-ci permettrait une surrection de 1100 m par compensation isostatique, et en fait un peu moins si l'on tient compte de la résistance de la plaque à la flexion. Le prisme de matière injecté sous le continent (jusqu'à 100 km environ 10 MA après l'ouverture) doit présenter une section triangulaire, car la surpression lithostatique, responsable du phénomène dès qu'elle dépasse 665 bars, diminue en profondeur pour devenir insuffisante au-dessous de 180 km ; ainsi s'expliquerait la dissymétrie du bourrelet.

Ce modèle est séduisant, mais l'auteur fait remarquer (Birot, 1983, p. 92) que la différence de pression lithostatique qui existe sous la plate-forme continentale par rapport au manteau infra-océanique doit être compensée par une poussée horizontale exercée depuis la dorsale. Cela ne peut évidemment pas être envisagé pour la partie du système marge - bourrelet qui se situe au droit de la Mer du Nord, et où après un événement thermique initial, au Paléocène

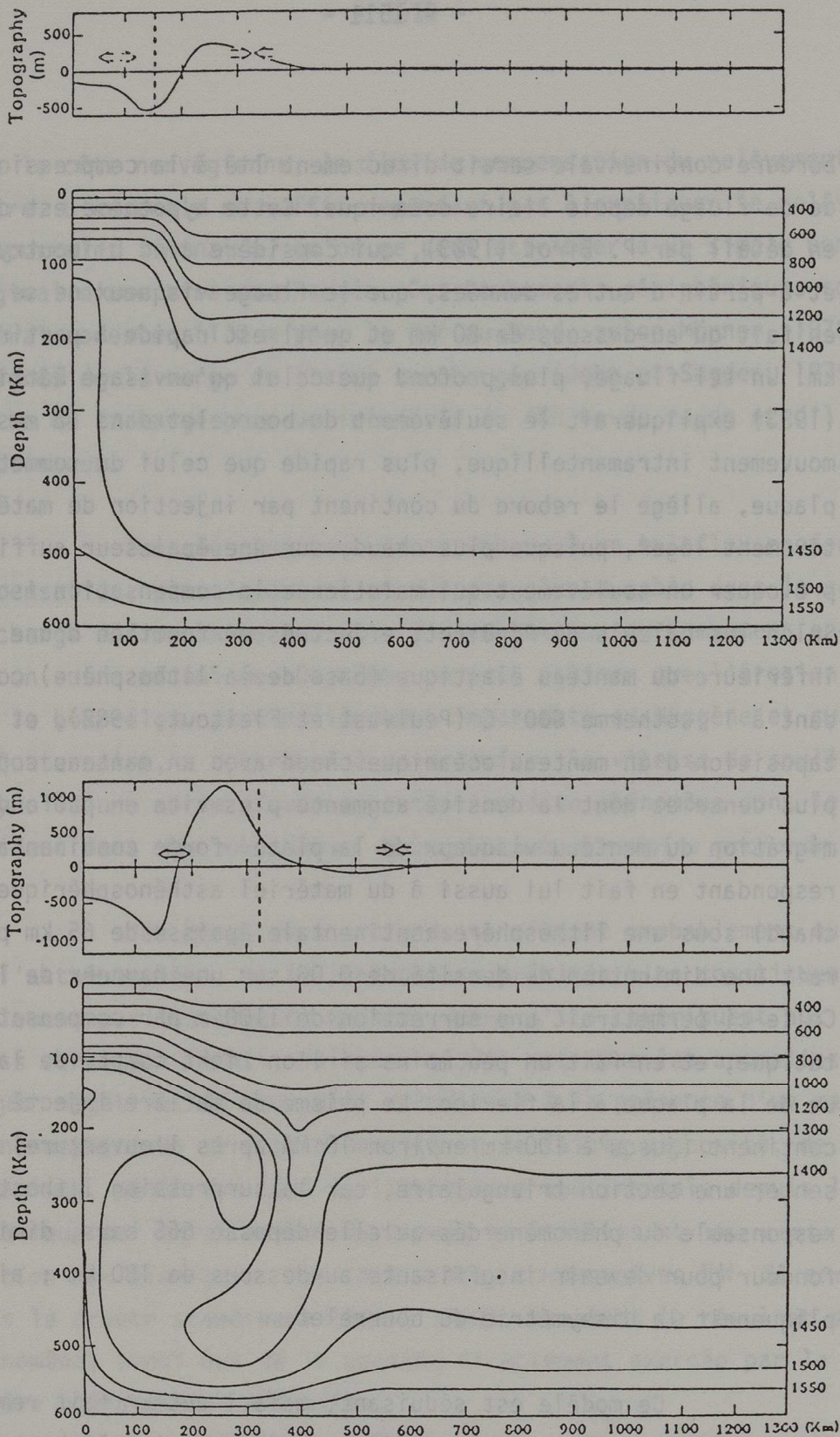


Figure 257. Mécanismes du soulèvement des lèvres d'un rift, selon L. Fleitout (1984).

A. 15 Ma après le début du rifting ; début de propagation latérale de chaleur par conduction ; la lèvre du rift est soulevée de quelques centaines de m ; distension dans le graben, compression dans la lèvre, en liaison avec les hétérogénéités de densité dues à la variation latérale d'épaisseur de la plaque.

B. Au bout de 64 Ma ; langue froide en profondeur ; soulèvement de la lèvre dû au réchauffement de la lithosphère près du rift.

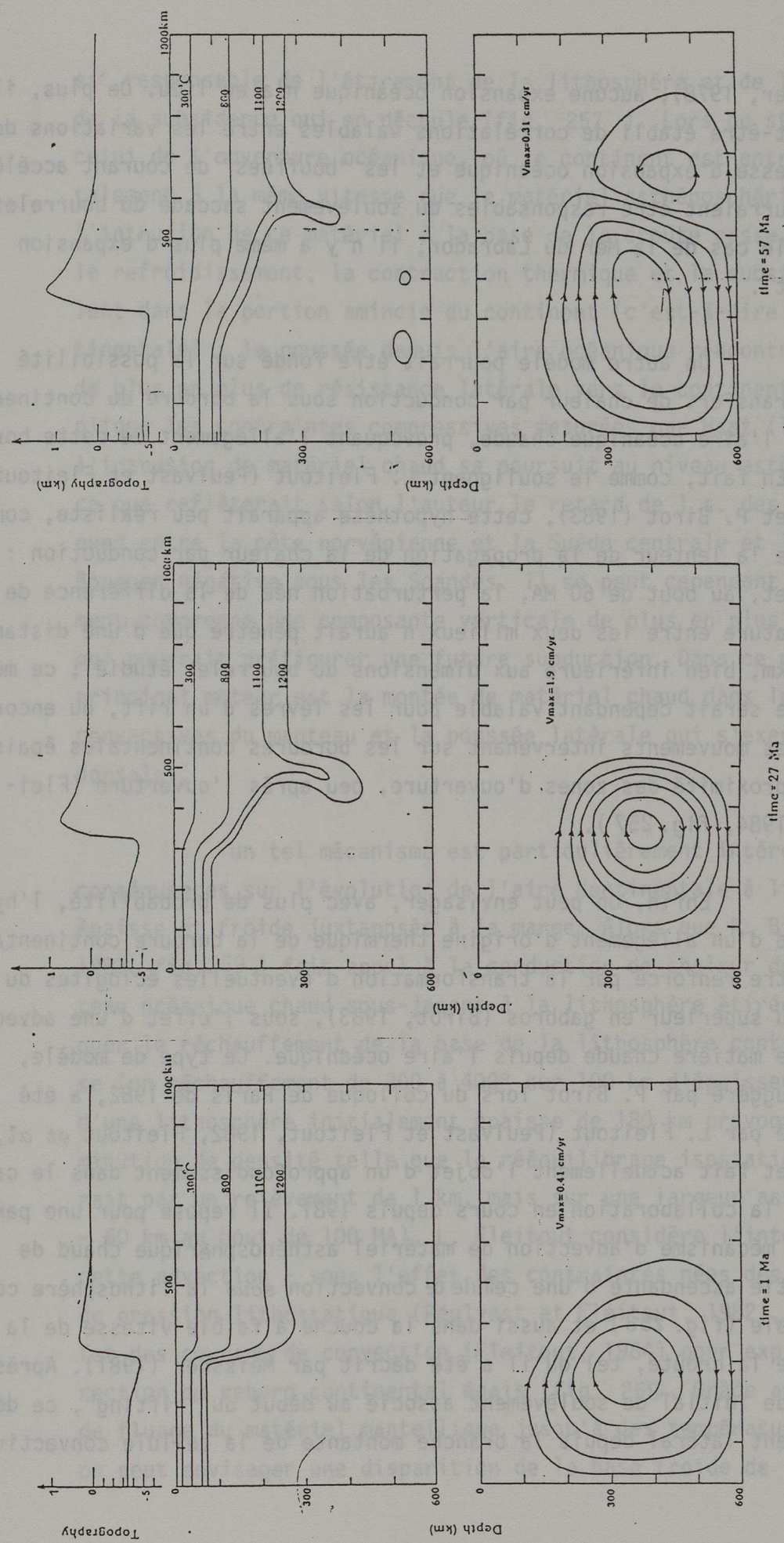


Figure 258. Mécanismes du soulèvement du bourrelet scandinave par suite de l'advection profonde de matériel asthénosphérique (L. Fleitout, 1984). Isothermes, lignes de courant et topographie obtenues par une modélisation aux éléments finis de la déformation de la lithosphère sous la Scandinavie après le Paléocène.

(Ziegler, 1978), aucune expansion océanique n'a eu lieu. De plus, il ne peut-être établi de corrélations valables entre les variations de la vitesse d'expansion océanique et les "bouffées" de courant accéléré qui pourraient être responsables du soulèvement saccadé du bourrelet (dans le cas de la Mer du Labrador, il n'y a même plus d'expansion du tout).

Un autre modèle pourrait être fondé sur la possibilité d'un transfert de chaleur par conduction sous la bordure du continent depuis l'aire océanique chaude, provoquant l'allègement de cette bordure. En fait, comme le soulignent L. Fleitout (Peulvast et Fleitout, 1982) et P. Birot (1983), cette hypothèse apparaît peu réaliste, compte tenu de la lenteur de la propagation de la chaleur par conduction : en effet, au bout de 60 MA, la perturbation née de la différence de température entre les deux milieux n'aurait pénétré que d'une distance de 85 km, bien inférieure aux dimensions du bourrelet étudié ; ce mécanisme serait cependant valable pour les lèvres d'un rift, ou encore pour les mouvements intervenant sur les bordures continentales épaisses à proximité des zones d'ouverture, peu après l'ouverture (Fleitout, 1984, fig. 257).

Enfin, on peut envisager, avec plus de probabilité, l'hypothèse d'un allègement d'origine thermique de la bordure continentale, peut-être renforcé par la transformation d'éventuelles éclogites du manteau supérieur en gabbros (Birot, 1983), sous l'effet d'une advection de matière chaude depuis l'aire océanique. Ce type de modèle, déjà suggéré par P. Birot lors du colloque de Paris de 1982, a été précisé par L. Fleitout (Peulvast et Fleitout, 1982, Fleitout *et al*, 1983) et fait actuellement l'objet d'un approfondissement dans le cadre de la collaboration en cours depuis 1981. Il repose pour une part sur le mécanisme d'advection de matériel asthénosphérique chaud de la partie ascendante d'une cellule de convection sous la lithosphère continentale (fig. 258) et aussi dans la couche à faible vitesse de la base de la croûte, tel qu'il a été décrit par Meissner (1981). Après le stade initial de soulèvement associé au début du "rifting", ce déplacement latéral depuis la branche montante de la cellule convective

est responsable de l'étirement de la lithosphère et de la croûte, et de la subsidence qui en découle (fig. 257). Lors du stade ultérieur, celui de l'ouverture océanique, où le continent est entraîné horizontalement à la même vitesse que le matériel asthénosphérique chaud, l'intrusion de ce matériel à la base de la croûte cesse, et dès lors le refroidissement, la contraction thermique et la subsidence prévalent dans la portion amincie du continent (c'est-à-dire la marge continentale) ; la poussée depuis l'aire océanique rencontre d'ailleurs de plus en plus de résistance latérale vers le continent, ce qui explique les contraintes compressives mesurées par Hast (1969). Mais l'intrusion de matériel chaud se poursuit au niveau asthénosphérique, ce que reflèterait selon l'auteur le retard de 1 s. des ondes sismiques entre la côte norvégienne et la Suède centrale et l'anomalie de Bouguer négative sous les Scandes. Il se peut cependant que ce mouvement comprenne une composante verticale de plus en plus marquée, ce qui pourrait préfigurer une future subduction. Dans ce modèle, le principal moteur est la montée de matériel chaud dans les cellules convectives du manteau et la poussée latérale qui s'exerce depuis les dorsales.

Un tel mécanisme est particulièrement intéressant par ses conséquences sur l'évolution de l'aire continentale à lithosphère épaisse et froide juxtaposée à la marge. Alors que P. Birot (1982, 1983, fig.259) fait appel à la conduction de chaleur depuis le manteau océanique chaud sous-jacent à la lithosphère étirée pour expliquer le réchauffement de la base de la lithosphère continentale épaisse (un réchauffement de 300 à 400° sur 100 km d'épaisseur à la base d'une lithosphère initialement épaisse de 180 km provoquerait une diminution de densité telle que le rééquilibrage isostatique se traduirait par un relèvement de 1 km, mais sur une largeur assez faible - 60 km au bout de 100 MA), L. Fleitout considère l'intervention de cette advection - sous l'effet des contraintes nées des différences de pression lithostatique (Peulvast et Fleitout, 1982), ou sous l'effet des courants de convection (Fleitout, 1984) pour expliquer la surrection du rebord continental épais (fig. 258). Grâce aux possibilités de fluage du matériel mantellique jusqu'à des températures de 600° C on peut envisager une disparition de la base froide de la lithosphère

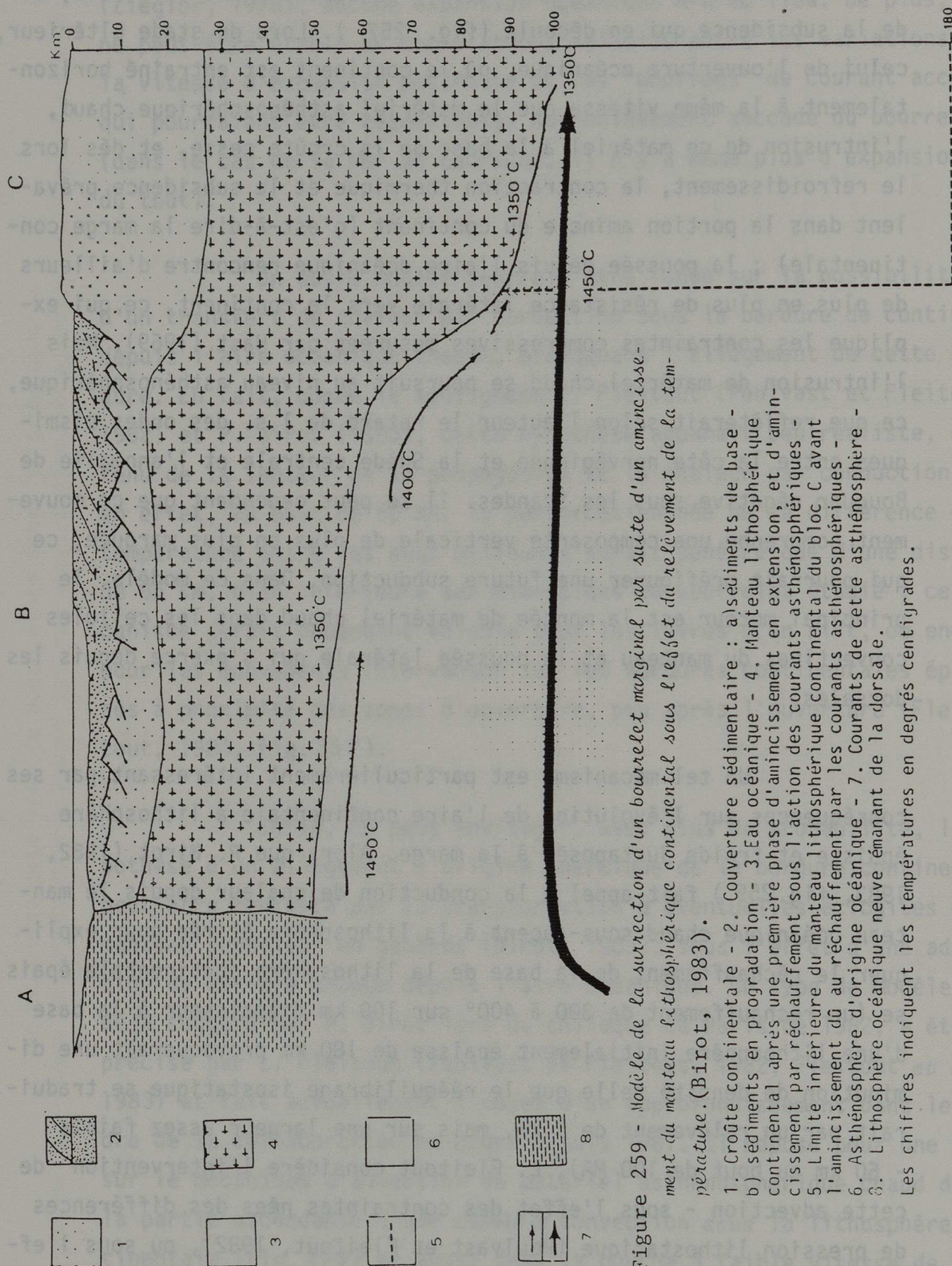


Figure 259 - Modèle de la surrection d'un bourrelet marginal par suite d'un amincissement du manteau lithosphérique continental sous l'effet du relèvement de la température. (Biro, 1983).

1. Couverture sédimentaire - 2. Croûte continentale - 3. Eau océanique - 4. Manteau lithosphérique continental après une première phase d'amincissement en extension, et d'amincissement par réchauffement sous l'action des courants asthénosphériques - 5. Limite inférieure du manteau lithosphérique continental du bloc C avant l'amincissement dû au réchauffement par les courants asthénosphériques - 6. Asthénosphère d'origine océanique - 7. Courants de cette asthénosphère - 8. Lithosphère océanique neuve émanant de la dorsale.

Les chiffres indiquent les températures en degrés centigrades.

continentale jusqu'au niveau correspondant - tandis que se forme en arrière un bourrelet froid migrant vers l'intérieur puis se détachant de la base de la lithosphère. La déstabilisation de la lithosphère continentale ainsi provoquée par la disparition de sa racine froide et par son remplacement par de la matière plus chaude et moins dense déclencherait un soulèvement atteignant 1170 m au bout de 57 MA (avec une phase principale se situant après 27 MA). La perturbation thermique, de 600° à 100 km de profondeur, ne provoquerait alors qu'une perturbation du flux de chaleur en surface de 0,12 HFU. En fonction des paramètres retenus, aussi proches que possible des données géophysiques disponibles pour le rebord fennoscandien, la largeur de la zone soulevée en surface, et le rythme du soulèvement - avec un épisode initial lié à la conduction en bordure immédiate de l'aire à manteau océanique, suivi d'un ralentissement de l'épirogénèse puis d'un soulèvement principal se déclenchant 30 à 40 MA plus tard - seraient très voisins de ceux dont nous avons fait état pour le bourrelet scandinave.

Ce modèle, qui paraît très satisfaisant, n'est exposé que dans ses grandes lignes et ne constitue encore qu'une hypothèse de départ s'appuyant sur des calculs partiels. Les principes sur lesquels il repose permettent cependant de rendre compte d'ores et déjà des autres caractéristiques du bourrelet scandinave. C'est tout d'abord le cas de sa relative coïncidence avec une partie de l'orogène calédonien. En effet, selon Meissner (1981), dans une zone soumise à la distension au-dessus d'une zone ascendante de l'asthénosphère, l'ascension et l'injection latérale de matériel chaud puis l'ouverture océanique doivent se produire de préférence sous les anciennes ceintures orogéniques, à croûte épaisse et à forte production de chaleur par radioactivité, et où l'on peut donc rencontrer des couches à faible viscosité ; bien que le problème du développement d'un nouveau système de convection après la compression calédonienne ne soit pas résolu, on peut penser que ce facteur, auquel s'ajoute l'utilisation probable, déjà mentionnée, de grandes zones de cisaillement tardicalédoniennes plus ou moins longitudinales par rapport à l'édifice montagneux, explique la localisation de la zone d'ouverture océanique

le long d'une partie de l'axe de la chaîne. Ainsi s'expliquerait également que les zones de "rifting" cimmérien situées en dehors de cette ceinture soient ultérieurement devenues des rifts avortés (Vestfjord, Viking Graben, Central Graben, système Skagemak - Fossé d'Oslo). La zone de soulèvement, en grande partie parallèle à l'axe d'ouverture (si l'on excepte ses deux extrémités) devrait donc sa relative coïncidence avec une partie des Calédonides à la position de la zone d'ouverture dans la chaîne, et il s'agirait donc d'une corrélation indirecte (Peulvast, 1984). Remarquons cependant que si ce type de localisation préférentielle se vérifie pour l'Atlantique NE (Meissner, 1981), il n'a rien de systématique ailleurs, où d'autres zones de faiblesse peuvent intervenir (Boillot, 1979).

Une autre implication de ce type de modèle est que des mouvements verticaux ne seront déclenchés en bordure d'une aire océanique en expansion que dans les secteurs à lithosphère continentale épaisse, froide, susceptible d'être déstabilisée. En effet, dans les secteurs étirés, parallèles, obliques ou transversaux par rapport à la ligne d'ouverture, la subsidence l'emportera, comme on le voit dans le cas des marges continentales, la lithosphère étant trop mince pour empêcher la déperdition de chaleur depuis l'asthénosphère océanique chaude sous-jacente, et se refroidissant en outre de la même façon que la lithosphère océanique au fur et à mesure de l'éloignement de la dorsale (Boillot, 1979) ; cette subsidence est d'ailleurs accrue par la surcharge sédimentaire provenant des régions voisines. On peut ainsi expliquer le large hiatus séparant les bourrelets scandinave et écossais au niveau de l'ancienne zone d'étirement de la Mer du Nord ; d'un point de vue plus général, les variations d'épaisseur de la croûte et de la lithosphère continentales bordant les aires océaniques paraissent devoir être prises en compte si l'on veut comprendre, en fonction de ce mécanisme la répartition des bourrelets montagneux en arrière des marges passives, ainsi que leur caractère non cylindrique (différences de profil et d'énergie). Il y a là un large champ d'investigations pour des travaux à venir.

Compte tenu des caractéristiques géophysiques de l'ouest

fennoscandien, le modèle de L. Fleitout peut expliquer le soulèvement d'une zone large de 300 km, avec une flèche de 1200 m plus proche de la côte que de la retombée interne (fig.258), et ceci lors d'une phase principale dont le décalage chronologique par rapport à l'ouverture océanique correspond à celui que nous avons noté entre le Paléocène et la fin de l'Oligocène ou le début du Néogène. Il faut probablement ajouter à ce chiffre les effets de la décharge du continent par le jeu de l'érosion, conformément à l'hypothèse de L. King (1962). Dans le cas présent, ils apparaissent relativement subordonnés, puisque dans le Sogn - Jotun, l'aplanissement partiel principal se trouve seulement à 400 m au-dessous de la surface culminante (avec, il est vrai, un autre aplanissement partiel, moins étendu, à 700 - 800 m au-dessous de cette haute surface), cela étant également vrai plus au sud au niveau du Hardangervidda, et vers le nord, dans le nord du Trøndelag, ainsi que dans le Troms et l'ouest du Finnmark. Les quelques centaines de mètres supplémentaires ainsi gagnés peuvent cependant rendre compte de la flèche effective du bombement (1600 à 1800m), et contribuer à expliquer la relative rapidité des mouvements verticaux que nous avons décélée au cours du Néogène ; mais l'origine même de l'épirogénèse est liée aux phénomènes profonds.

Ce modèle laisse encore de côté quelques problèmes, en particulier celui des mécanismes du soulèvement des extrémités intracratoniques du bourrelet. En ce qui concerne l'extrémité méridionale, qui s'allonge du nord au sud, c'est-à-dire obliquement par rapport à la ligne d'ouverture océanique orientée SW - NE, on constate qu'elle aboutit à une sorte de très lourde terminaison péri-anticlinale située à 400 km au SE du rebord externe de la plate-forme immergée de la Mer du Nord. Sa configuration correspond à celle de l'aire continentale restée épaisse entre les bras du système de vieux rifts de la région d'Oslo, du Skagerrak et de la Mer du Nord, et l'on remarque en outre que la ligne de faite, qui tend à se rapprocher de la côte ouest en direction du sud (fig.239) ne reste marquée que jusqu'à une distance d'environ 350 km par rapport à la ligne d'ouverture (Rogaland). Cette distance est du même ordre que celle qui sépare la ligne d'ouverture de la ligne de faite au niveau du Trøndelag - un secteur

d'ensellement précédé par une plate - forme continentale large de 250 km - et si l'on admet que le mécanisme de déstabilisation de la lithosphère a pu jouer dans cette région on peut également supposer qu'il a joué en arrière de la Mer du Nord. Celle-ci, préalablement concernée par un long processus de distension et d'étirement (Ziegler et Louwerens, 1979) a évolué de la même façon que la marge continentale en réponse à l'advection asthénosphérique depuis la région d'ouverture, c'est-à-dire en continuant à s'affaisser (Keen *et al.*, 1981). On notera à l'inverse que les deux aires de soulèvement maximal - dans lesquelles se trouvent les deux régions étudiées - se situent là où la marge est la plus étroite (fig. 247), et donc là où le courant asthénosphérique a rencontré le plus directement la lithosphère épaisse. En outre, nous avons déjà noté que si la Mer du Nord a été délaissée par l'ouverture océanique, un bref événement tectonique et thermique s'y est tout de même produit au Paléocène (cf. supra, p. 1481), sans doute en liaison avec ce même phénomène, et qu'il a été suivi par des jeux de flexures sur la bordure norvégienne (Eldholm et Thiede, 1979), cette région a donc partagé la même évolution qu'une grande partie du reste du bourrelet. Enfin, on peut penser qu'une part du soulèvement de l'extrémité sud du bourrelet revient à un effet d'entraînement passif, sur le flanc sud de la culmination méridionale, dû à la rigidité de la lithosphère (au sens rhéologique, défini par Keen *et al.*, 1981) flexurée sous l'effet de ce mouvement à très grand rayon de courbure (Peulvast, 1977 a, fig. 260).

c. Le soulèvement et ses caractéristiques dans les régions étudiées.

Les mécanismes du soulèvement, dont la compréhension ne constitue pas l'objet principal de cet étude, ne sont pas encore parfaitement définis. Mais nos remarques comportent des implications importantes quant aux modalités de l'évolution tectonique des régions étudiées. Le mécanisme de déstabilisation de la lithosphère qui entraîne un soulèvement de faible ampleur par rapport à la largeur de la zone concernée (1000 à 1800 m, sur 300 km de largeur), engendre

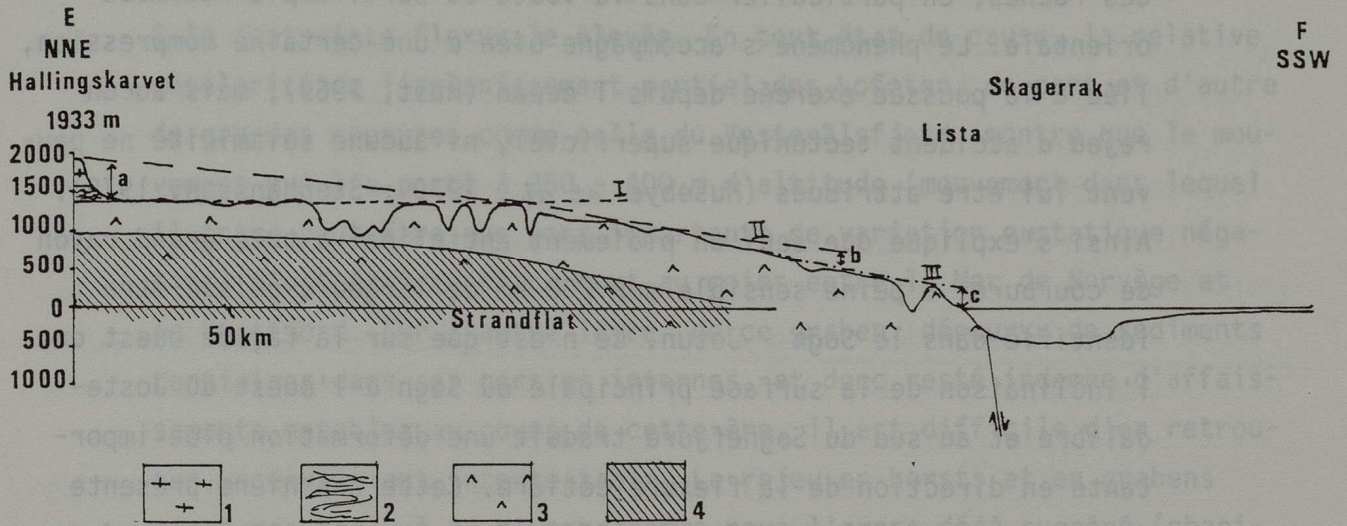


Figure 260. L'extrémité sud du bourrelet scandinave.

Projection sur un même plan du profil longitudinal du sud du Bourrelet scandinave, de la zone occidentale de flexuration continentale active néogène et du strandflat.

1. Roches cristallines de la nappe de Sogn-Jotun ;
2. Métasédiments cambro-siluriens ;
3. Socle précambrien ;
4. Projection de la zone occidentale de flexuration continentale active.

I. Surface d'érosion sub-cambrienne ; II. Surface d'aplanissement élaborée après le soulèvement mésozoïque des lèvres de rifts (Skagerrak, Mer du Nord) ; III. Surface néogène.

- a. reprise d'érosion post-paléogène (jusqu'au Quaternaire).
- b. Reprise d'érosion récente, liée à un soulèvement "passif" de l'extrémité sud du bourrelet scandinave.
- c. Reprise d'érosion récente, liée à un soulèvement tardif d'ensemble et à la dégradation des conditions climatiques.

une déformation élastique. Etant du même ordre que celles qu'a subie le Bouclier baltique lors des glaciations et des interglaciaires, elle est restée insuffisante pour que soit dépassé le seuil de rupture des roches, en particulier dans la voûte et sur l'ample retombée orientale. Le phénomène s'accompagne bien d'une certaine compression, liée à la poussée exercée depuis l'océan (Hast, 1969), mais aucun rejeu d'accident tectonique superficiel, ni aucune sismicité ne peuvent lui être attribués (Husebye *et al*, 1979 ; Stephansson, 1978). Ainsi s'explique que seul un ploiement anticlinal à très grand rayon de courbure, à peine sensible sur 200 km de largeur, puisse être identifié dans le Sogn - Jotun. Ce n'est que sur la façade ouest que l'inclinaison de la surface principale du Sogn à l'ouest du Jostedalbre et au sud du Sognefjord traduit une déformation plus importante en direction de la flexure côtière. Cette charnière présente de nombreuses failles (Nilsen, 1973), dont certaines ont pu rejouer, à l'instar de la structure qui sépare le socle des sédiments pliocènes (Rokoengen et Rønningsland, 1983), mais à une époque antérieure à la formation du strandflat.

L'incorporation d'étroits bras de rifts avortés à la retombée du bourrelet dans la région des Lofoten Vesterålen, dans la charnière entre le continent fortement soulevé et une marge étroite restée faiblement subsidente après la distension et l'érosion responsables de l'affleurement de niveaux profonds de la croûte, complique la réponse superficielle aux phénomènes profonds. Nous avons vu que des phénomènes hydrothermaux et des rejeux de failles ont pu intervenir jusqu'au Crétacé supérieur, sinon jusqu'au Paléocène, et qu'il existe quelques indices de rejeux plus récents des accidents séparant les aires soulevées et les aires affaissées (alors que là où les accidents mésozoïques sont entièrement incorporés à la marge subsidente, les coupes publiées par Rønnevik et Navrestad, 1977, ne montrent aucun rejeu). La proximité de la zone d'ouverture par rapport à la zone d'épaississement lithosphérique, et le découplage qui en découle probablement entre le bassin océanique subsidant et une marge qui ne l'est que sur sa frange externe, suffisent sans doute à expliquer cette incorporation, exceptionnelle sur la façade scandinave. De même, l'importance des zones de faiblesse et la multiplicité des dis-

continuités dans cette charnière accentuée où les rapides variations de l'épaisseur de la croûte et des surcharges sédimentaires (fig. 407) introduisent divers types de contraintes (Husebye *et al.*, 1981) susceptibles de provoquer des rejeux d'accidents cassants en réaction à la contrainte flexurale élevée. En tout état de cause, la relative régularité de l'aplanissement partiel des Lofoten, de part et d'autre de grandes coupures comme celle du Vesterålsfjord, montre que le mouvement qui l'a porté à 350 - 400 m d'altitude (mouvement dans lequel il entre peut-être une part importante de variation eustatique négative) s'est fait en bloc, tout au moins entre la Mer de Norvège et le Vestfjord. Sur l'autre lèvre de ce graben, dépourvu de sédiments tertiaires dans ses parties internes, et donc resté indemne d'affaisements notables au cours de cette ère, il est difficile d'en retrouver un équivalent incontestable. Le rejeu en horsts et en grabens n'est pas exclu à ce niveau, comme nous l'avons déjà suggéré (chapitre I), mais il ne saurait être que modeste. De même, il ne peut pas être exclu, dans l'ensemble de l'archipel cette fois, pour la part du soulèvement qui a précédé la formation de l'aplanissement partiel, bien que là aussi nous ayons noté une relative régularité des altitudes sommitales dans l'ensemble de la région. On reste de toutes façons frappé par la brutalité avec laquelle les Lofoten se dressent au-dessus de la plate - forme continentale, à très faible distance en arrière des bassins mésozoïques ou cénozoïques ; ce style particulier de soulèvement, le long de quelques accidents ou zones flexurées externes de faible largeur, devra être pris en compte dans la reconstitution des séquences morphogéniques propres à cette région.

II - SEQUENCES MORPHOGENIQUES ET EVOLUTION DES PAYSAGES.

Les mouvements tectoniques ne constituent qu'une des composantes des séquences morphogéniques (Klein, 1974). La réponse du relief aux déformations et aux variations du niveau de base est également fonction des conditions bioclimatiques, et c'est seulement en prenant en compte ces diverses données que l'on peut tenter de comprendre la genèse, l'évolution et l'inégale conservation des générations de formes représentées dans les paysages. Provenant essentiellement des résultats des recherches sédimentologiques et paléontologi-

ques menées dans les mers et les contrées entourant le bourrelet scandinave, ces données comportent en outre des indications chronologiques qui, jointes aux informations sur le rythme du soulèvement, nous permettront de proposer non seulement une attribution des formes héritées identifiables à des systèmes morphoclimatiques donnés, mais aussi une chronologie de l'évolution morphologique. Cette approche "historique", qui permet de mieux comprendre l'organisation des paysages actuels à travers les diverses modalités de mise en valeur de la structure et une succession de dynamiques constamment influencées par la configuration géographique à toutes les échelles, n'a pas seulement pour intérêt d'apporter une explication des formes des régions étudiées. A travers celles-ci, elle constitue aussi une contribution à l'étude globale des bourrelets montagneux et de leur formation. Elle se présente enfin, grâce à l'éclairage qu'elle apporte sur l'insertion des modelés parmi les formes majeures, comme l'indispensable complément de la géomorphologie dynamique et des autres disciplines de l'environnement pour la compréhension de ces milieux montagnards et littoraux très contrastés.

A - Deux styles d'évolution distincts

En l'absence de corrélations directes entre les séquences sédimentaires bien datées de la marge continentale et les étages de formes identifiés dans le bourrelet montagneux, la méthode la plus fiable pourrait être la méthode "remontante", les dernières des formes étant les plus aisément corrélables avec les derniers épisodes de la sédimentation. Cependant, une partie des observations déjà exposées lors de la reconstitution des phases du soulèvement fournit un cadre d'ensemble grâce auquel il est possible de proposer une reconstitution suivant l'ordre chronologique, sans fixer arbitrairement le point de départ de l'évolution. En effet, la mise en place de deltas en avant de la façade au cours du Pliocène a pu être attribuée à une importante phase d'érosion linéaire, précédée par une puissante phase d'érosion responsable de la progradation sur la plateforme continentale au cours du Miocène. On peut donc penser que les formes d'incision et les bassins nettement emboîtés dans les grandes

surfaces d'aplanissement se sont élaborés au cours de cette période. Les processus d'aplanissement ne peuvent donc avoir prévalu qu'auparavant, au cours des phases de soulèvement lent ou de plus ou moins grande stabilité dont nous avons décélé l'existence au cours du Paléogène et tout au long du Mésozoïque. Ce schéma nous incite à placer l'élaboration de la "surface de départ" entre la fin de l'orogénèse calédonienne et les prémises de la constitution du bourrelet au Paléocène, tandis que la constitution d'un autre aplanissement en contrebas du premier devrait être située au Paléogène (Peulvast, 1984). Mais il doit être nuancé dans la région des Lofoten, où des mouvements verticaux importants se sont produits sur les lèvres des rifts au Mésozoïque, et qui s'est distinguée du reste de la marge par une tendance aux mouvements positifs persistant depuis le Crétacé supérieur après une distension restée minime (Eldholm *et al* , 1977). De plus, le style et la chronologie des mouvements tertiaires y ont été influencés par le fait que l'ouverture océanique s'est produite à proximité immédiate de la zone de transition entre le domaine continental étiré et le domaine resté épais. Les effets de l'évènement thermique paléocène ont donc pu y être plus brutaux que dans le reste des Calédonides, séparé de l'océan par une marge très large, et les modalités de l'érosion aux dépens d'une façade plus vigoureusement flexurée ou faillée et plus brutalement soulevée qu'ailleurs ont pu être différentes. La difficulté de la reconstitution est d'ailleurs accrue ici par l'absence de continuité latérale du principal aplanissement partiel de la région avec ceux du reste du bourrelet.

1 - La région du Sogn - Jotun et l'évolution de la zone faîtière du bourrelet montagneux

a. *Des régimes d'aplanissement prolongés*

L'aplanissement complet ou partiel de roches qui ont ensuite résisté à tous les systèmes morphogéniques identifiables nécessite une très longue stabilité tectonique et des conditions bioclimatiques permettant une altération poussée ainsi que des processus d'arasement efficaces (simultanément ou lors de séquences successives).

Il est donc logique de rapporter la haute surface du Sogn - Jotun, sinon à l'aplanissement élaboré dès le Dévonien supérieur et le Carbonifère aux dépens de la chaîne calédonienne et identifié sur certaines parties peu soulevées du continent des Vieux Grès rouges (région des Lofoten - Vesterålen : Sturt *et al*, 1979 ; Jørgensen et Navrestad, 1981 ; région d'Oslo : Oftedahl, 1960 ; Henningsmoen, 1978 ; Ramberg et Spjelnæs, 1978), du moins à une évolution de type acyclique, avec une longue regradation de cette surface faiblement soulevée à l'écart des rifts permians (fossé d'Oslo) et cimmériens (fig. 261).

Outre les indications précédentes sur les rythmes tectoniques, les données d'ordre paléoclimatique et paléogéographique contribuent à suggérer cette évolution. Concernant surtout les régions voisines (Danemark, Mer du Nord, sud de la marge norvégienne), elles sont peu abondantes, mais significatives. L'efficacité des processus d'arasement est attestée dans tout l'ouest scandinave par l'aplanissement rapide des lèvres des rifts cimmériens, avant même le dépôt des sédiments crétacés sur la future marge continentale (Jørgensen et Navrestad, 1981 a et b) et aussi par l'aplanissement des structures du fossé d'Oslo qui, lui, a pu se poursuivre pendant une plus longue période, jusqu'à une date qui ne peut être précisée dans le cadre de ce travail (Peulvast, 1984). L'existence de conditions climatiques de type équatorial et tropical humide a pu être établie plus au nord, dans la région des Lofoten - Vesterålen (Sturt *et al*, 1978), et elle est bien connue pour la plus grande partie de l'Europe occidentale, au cours du Carbonifère. Intervenant après la succession d'épisodes chauds tantôt secs, tantôt humides, qui a été identifiée dans le Dévonien du bassin du Hornelen, sur la façade ouest de la Norvège (Bryhni, 1978), elles peuvent rendre compte de la rapidité avec laquelle certaines parties au moins de l'édifice calédonien ont été arasées, alors même que la région échappait aux déformations qui ont entraîné, plus au sud, la formation de l'avant-pays varisque (Ziegler, 1978).

Ce sont à nouveau des conditions arides qui règnent à l'emplacement de la Mer du Nord et autour, au moment de la constitution de la mer du Zechstein (Surlyk, 1980), tandis que l'on n'observe des apports détritiques depuis les terres voisines - dont le sud

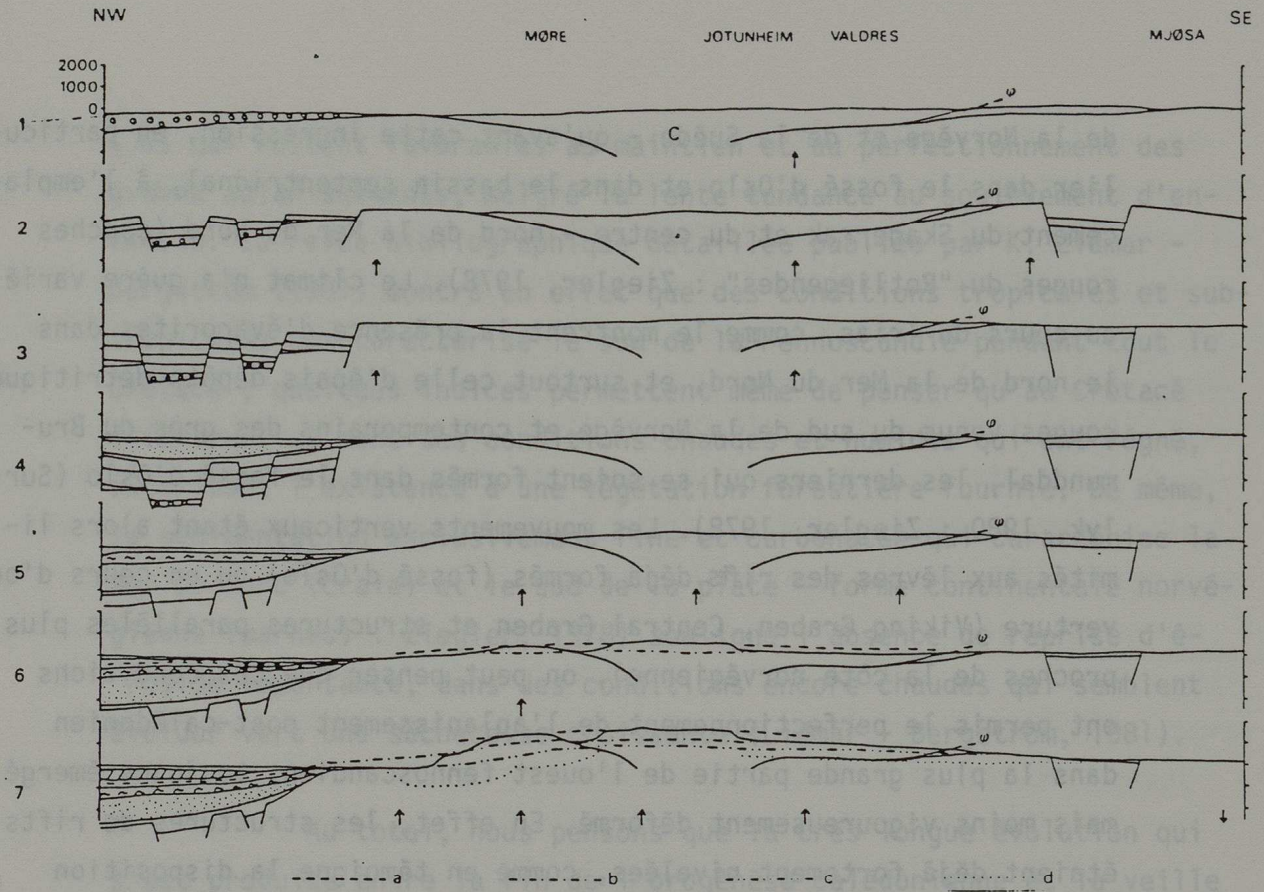


Figure 261. Profils schématiques à travers la Norvège, du Møre au lac Mjøsa, montrant un essai de reconstitution de l'évolution morphotectonique du sud du bourelet scandinave.

- 1. Carbonifère ; 2. Permien - Trias ; 3. Cimmérien tardif ; 4. Crétacé ;
- 5. Paléocène ; 6. Eocène - Oligocène ; 7. Néogène.

Surfaces topographiques :
a : surface pré-Paléocène.
b : surface paléogène
c : vallées et bassins néogènes
d : vallées glaciaires et fjords.



de la Norvège et de la Suède - qu'avant cette ingression, en particulier dans le fossé d'Oslo et dans le bassin septentrional, à l'emplacement du Skagerrak et du centre - nord de la Mer du Nord (couches rouges du "Rotliegende" : Ziegler, 1978). Le climat n'a guère varié au cours du Trias, comme le montrent la présence d'évaporites dans le nord de la Mer du Nord, et surtout celle d'épais dépôts détritiques rouges venus du sud de la Norvège et contemporains des grès du Brumunddal, les derniers qui se soient formés dans le fossé d'Oslo (Surlyk, 1980 ; Ziegler, 1978). Les mouvements verticaux étant alors limités aux lèvres des rifts déjà formés (fossé d'Oslo) ou en cours d'ouverture (Viking Graben, Central Graben et structures parallèles plus proches de la côte norvégienne), on peut penser que ces conditions ont permis le perfectionnement de l'aplanissement post-calédonien dans la plus grande partie de l'ouest fennoscandien, toujours émergé mais moins vigoureusement déformé. En effet, les structures de rifts étaient déjà fortement nivelées, comme en témoigne la disposition discordante des grès du Brumunddal.

La distension inaugurée au Rhétien se poursuit au Jurassique en affectant les mêmes régions tandis que le climat, toujours chaud, devient plus humide, en particulier au Lias et au Jurassique moyen, où l'on voit se déposer localement, en bordure des accidents faillés de la bordure sud du Bouclier baltique, des blocs de gneiss et de granite kaolinisés (Bornholm : Surlyk, 1980). A l'inverse, la baisse du contenu en kaolinite des sédiments du Jurassique supérieur dans le nord de l'Allemagne orientale suggère un climat devenu plus sec (Lidmar - Bergström, 1981). Néanmoins, l'identification de flores xéromorphes dans le Jurassique moyen de Verran, dans le Trøndelag septentrional (Vigran, 1970) montre que l'évolution vers la sécheresse a pu s'amorcer plus tôt dans la région étudiée ; de telles conditions paraissent favorables à la poursuite des phénomènes d'arasement dans les régions tectoniquement calmes, en particulier par pédiplanation.

La faiblesse des mouvements verticaux à l'emplacement des Scandes jusqu'à la fin du Crétacé s'accompagne de conditions climati-

ques qui restent favorables au maintien et au perfectionnement des grands aplanissements, malgré la lente tendance au soulèvement d'ensemble. La revue bibliographique détaillée publiée par K. Lidmar - Bergström (1981) montre en effet que des conditions tropicales et subtropicales ont caractérisé le sud de la Fennoscandie pendant tout le Crétacé ; quelques indices permettent même de penser qu'au Crétacé inférieur, ce sont des conditions chaudes et humides qui ont régné, autorisant l'existence d'une végétation forestière fournie. De même, la sédimentation exclusivement fine et carbonatée qui caractérise la Mer du Nord (craie) et le sud de la plate - forme continentale norvégienne (marnes) : Ziegler, 1978) souligne l'absence de reprise d'érosion importante, dans des conditions encore chaudes qui semblent évoluer vers une sécheresse croissante (Lidmar - Bergström, 1981).

Au total, nous pensons que la très longue évolution qui s'est produite entre la fin de l'orogénèse calédonienne et la veille de l'ouverture océanique - c'est-à-dire pendant 330 MA - s'est traduite dans le sud-ouest fennoscandien et plus particulièrement dans les régions du Sogn - Jotun par la formation d'une vaste surface plane (fig. 261). Celle-ci n'a cessé de se perfectionner en bordure des bassins du Paléozoïque supérieur puis des mers d'extension variable qui ont envahi les rifts mésozoïques et leurs abords, en rabotant au fur et à mesure celles des structures qui n'ont pas été affectées par la subsidence. Le relèvement des bordures des rifts peut contribuer à expliquer la répartition des secteurs où sont conservés les nappes calédoniennes, et de ceux où le socle est décapé, bien que sur la façade occidentale de la Norvège, la composition des conglomérats dévoniens montre que ce décapage était réalisé dès la fin de l'orogénèse calédonienne. Ce processus a sans doute été plus important au SE du Jotunheim, dans le décapage de la lèvre occidentale du fossé d'Oslo (fig. 401), comme le montre au nord du Hedmark, là où se ferme le rift, la conservation sur une grande largeur de la couverture sédimentaire de l'avant-pays calédonien. Mais il est évident que même dans cette région ultérieurement restée périphérique par rapport au bourrelet scandinave, et modérément soulevée, l'extension des formations calédoniennes a dû être plus considérable qu'actuellement ;

celles-ci doivent leur conservation à leur position synclinale, acquise au dévonien, et à un soulèvement resté modeste à l'emplacement des Scandes. Malgré ces conditions excellentes pour l'intervention de phénomènes prolongés de pédiplanation et de regradation dans l'actuelle zone faîtière du Sogn - Jotun, quelques volumes de roches rebelles à l'altération ont pu résister à l'aplanissement ; c'est à cette période que nous rattachons l'individualisation progressive de reliefs résiduels de gneiss à pyroxènes sur la haute surface du Sogn - Jotun, peut-être sous la forme d'inselbergs ou d'inselgebirge bien modifiés depuis.

Cette surface n'occupe plus qu'une place relativement réduite dans le Sogn - Jotun comme dans la plus grande partie des Scandes. Elle a pu continuer à évoluer par regradation, ou n'être recoupée que sous des angles faibles par les aplanissements postérieurs dans les parties du Bouclier baltique les plus éloignées du bourrelet montagneux, où elle incorpore parfois, dans un plan voisin, des restes de la surface sub-cambrienne (Finlande, sud de la Suède : Rudberg, 1970 ; Lidmar - Bergström, 1981 ; Peulvast et Veyret, 1982). On note d'ailleurs que le nord de la Finlande, ainsi que diverses parties de la Suède (sud de la Laponie, nord du Småland), restées peu élevées jusqu'à nos jours, ont été momentanément envahies par la mer à l'Eocène (Lidmar - Bergström, 1981).

Mais nous avons montré qu'une rupture plus franche est intervenue dans le Sogn - Jotun, comme dans la majeure partie du reste du bourrelet scandinave (Rudberg, 1954, 1962 ; Peulvast, 1978, 1984), et qu'elle s'est traduite par la formation d'un aplanissement partiel 250 à 350 m en contrebas de la surface qui vient d'être décrite. Que cet emboîtement ait une signification cyclique ou qu'il témoigne d'une poursuite des processus d'aplanissement accompagnée d'une érosion plus sélective, son existence correspond de toutes façons à un changement par rapport à l'évolution antérieure. Plusieurs indications convergentes nous incitent à placer le point de départ de ce changement au Paléocène. Tout d'abord, après les hauts niveaux marins du Crétacé, il s'agit d'une époque où s'accélère la baisse con-

tinue du niveau marin que Pitman (1978) décrit pour toute l'ère tertiaire. Bien que les variations de vitesse de la subsidence de la Mer du Nord, de la marge continentale, et de certaines parties du Bouclier baltique déterminent, malgré ce régime, des épisodes transgressifs momentanés, pendant une partie du Paléocène, et à nouveau à l'Eocène, cette baisse ne peut qu'accroître les effets des phénomènes de soulèvement sur les changements de régime de l'érosion dans les aires positives. D'autre part, nous avons pu placer à cette époque *le point de départ de mouvements verticaux* encore lents, mais différents de ceux du Mésozoïque, et responsables d'un début de constitution du bourrelet marginal. Enfin, bien que le climat reste de type subtropical, les paléo-températures de la Mer du Nord reconstituées grâce aux rapports isotopiques de l'oxygène (Buchardt, 1978) enregistrent au cours du Paléocène *une baisse considérable*, jusqu'à 15 ou 16° C au début du Thanétien.

Pour ces différentes raisons, nous pensons que le point de départ de l'emboîtement de formes qui aboutit ultérieurement à la constitution de la Surface principale du Sogn se situe au Paléocène (fig. 253). Nous ne pensons pas cependant qu'il y ait alors une violente reprise d'érosion, car les apports terrigènes sur la marge et en Mer du Nord restent fins et relativement modérés. Mais la vitesse accrue de la baisse du niveau de base par rapport aux régions émergées et ces conditions climatiques moins favorables à une altération poussée peuvent contribuer à l'établissement d'un régime d'érosion qui, localement, s'apparente plus à l'évidement de très amples bassins entre des massifs devenus résistants qu'à la regradation qui se poursuit sur les bordures moins soulevées. Certes, le climat reste encore chaud, puisque la température remonte à l'Eocène, pour atteindre 25 à 30° en Mer du Nord au Lutétien. Mais il se produit une nouvelle baisse à l'Oligocène, jusqu'à un minimum inférieur à 10° au Rupélien et au début du Chattien (Buchardt, 1978) ; elle est attribuée à l'arrivée d'eau froide dans la Mer de Norvège, grâce à l'ouverture d'un détroit entre le Groenland et le Spitsberg vers 37 - 38 MA. Ces phases de rafraîchissement, et peut-être d'upwelling devant les côtes de Norvège, semblent être également des phases de relative

sécheresse, comme le montre la forte proportion des montmorillonites dans les argiles intercalées dans les dépôts volcano-sédimentaires et les diatomites paléocènes du Danemark, dans celles de la Mer du Nord (Karlsson *et al* , 1979), et dans des sédiments du même âge dragués devant le Trøndelag (Holtedah1 *et al* , 1974, Bugge *et al*, 1975). C'est à ce type de conditions que des auteurs comme Davies *et al* (1977) rapportent les minima des rythmes de sédimentation observés dans les bassins océaniques (dans ce modèle, l'érosion sur de grandes parties des continents au cours du Paléocène et de l'Oligocène est comparée à celle qui prévaut actuellement en Australie). Elles alternent avec des phases climatiques plus chaudes et plus humides, spécialement au cours du Lutétien et du Bartonien, puis à nouveau au Chattien, tout au moins en Mer du Nord (Lidmar - Bergström, 1981) ; à ces épisodes est attribué l'accroissement des pourcentages de kaolinite parmi les argiles issues du continent. Ces alternances n'altèrent pas l'homogénéité d'ensemble des sédiments essentiellement argileux formés en Mer du Nord pendant le Paléogène (Rokoengen *et al* , 1983) ; mais elles peuvent expliquer des variations du rapport entre les vitesses d'altération et d'ablation dans le régime de soulèvement lent qui prévaut dans l'ouest fennoscandien à ces moments ; or, ces variations sont d'une grande importance dans le processus de pédiplanation (Thomas, 1974). Le fait que les périodes d'intense altération aient été relativement brèves, entre des périodes d'aridité où l'hydrolyse s'est trouvée ralentie, implique que l'altération soit restée relativement ménagée pendant une partie du Paléogène au moins, ce qui peut contribuer à rendre compte de la sélectivité accrue de l'érosion (chapitre VII) et de l'évident préférentiel des volumes les plus riches en minéraux altérables ou les plus divisés.

Ce long épisode d'aplanissement paléogène prolonge simplement en régime acyclique l'évolution mésozoïque dans les bordures les moins soulevées (principalement sur le versant est de la zone en voie de soulèvement dissymétrique, c'est-à-dire dans le Bouclier balte et une partie de l'avant-pays calédonien, à plus de 100 ou 200 km à l'est et au sud-est du Jotunheim (fig. 236) ; mais il se traduit par un important emboîtement de surfaces planes en contrebas des volu-

mes résistants dans les régions du Sogn - Jotun, plus fortement soulevées (300 m environ en 30 MA environ). Il est donc responsable d'une individualisation déjà marquée des grands massifs, probablement accompagnée d'un certain recul des corniches monoclinales. Les rythmes respectifs du soulèvement et de l'érosion ont pourtant été tels que les volumes montagneux sont restés modestes, peu élevés (jusqu'à 800 ou 900 m cependant pour les reliefs les plus vigoureux, jamais complètement arasés, du Jotunheim septentrional), et qu'il ne s'est pas encore constitué de véritable bourrelet montagneux continu. Nous ignorons cependant si le système de drainage qui a fourni les matériaux argilo-limoneux à la plate - forme continentale et à la Mer du Nord pendant le Paléogène provenait exclusivement des parties ouest de cette région, ou si des apports plus orientaux ont pu persister, entre les massifs. La rupture majeure avec les régimes d'aplanissement plus ou moins continu qui ont prévalu depuis la fin du Dévonien en dehors des rifts mésozoïques, intervient plus tard, vers la fin de l'Oligocène.

b. La constitution du volume montagneux et la dissection

La fin de l'Oligocène est, nous l'avons vu, le point de départ du soulèvement rapide de l'ouest fennoscandien, bien que le jeu en antéclise dissymétrique ait sans doute commencé auparavant. Il faut cependant remarquer que les données sédimentologiques utilisées pour démontrer cette rupture et l'accélération de l'érosion qui s'ensuit peuvent également traduire la détérioration climatique globale qui caractérise le Néogène (Donnelly, 1982). La fin de l'Oligocène est pourtant une période de réchauffement, moins accentuée que celle du Thanétien, mais elle est aussi une période d'humidité accrue, de même que la plus grande partie du Miocène, époque de climat relativement chaud jusque vers 15 - 12 MA. BP. (Buchardt, 1978). A elles seules ces conditions n'expliquent pas une ablation accrue, et il semble que ce soit bien l'accélération du soulèvement dans le sud-ouest de la Scandinavie qui explique l'arrivée de sables terrigènes détritiques au Danemark dès l'Oligocène supérieur (Spjeldnæs, 1975). On peut interpréter de la même façon l'accroissement de ces apports

dans les deltas qui se forment en avant des côtes sud-ouest et ouest de la Fennoscandie au Miocène, bien que le climat, redevenu chaud au Miocène inférieur, se rafraîchisse nettement après un optimum au début du Miocène moyen (Buchardt, 1978) ; selon Spjeldnaes (1975), le climat du Danemark au Miocène supérieur rappellerait celui du Maroc ou du sud du Portugal actuel. Ainsi, l'arrivée de matériaux peu altérés depuis des régions plus septentrionales, plus élevées et peut-être plus fraîches, avec en particulier des micas intacts, peut-être autant liée à une plus grande rapidité de l'ablation induite par le soulèvement qu'à une altération de plus en plus ménagée. Cette séquence semble s'être poursuivie sans discontinuité jusqu'au Pliocène inférieur période au cours de laquelle le climat reste frais, mais avec une humidité plus marquée (Lidmar - Bergström, 1981).

Il paraît raisonnable d'attribuer à cette séquence la rupture majeure entre le régime d'aplanissement qui s'est poursuivi jusqu'à l'Oligocène et l'évidement de bassins et de gouttières jusqu'à 300 ou 400 m en contrebas de la Surface principale du Sogn, dans la zone de soulèvement maximal (fig. 261). Cette corrélation est également suggérée par le fait que ce nouvel emboîtement, véritable substitution d'un aplanissement à un autre dans le Valdres, ne révèle pas un contrôle structural très différent de celui qui a guidé le développement de l'aplanissement partiel paléogène : les conditions climatiques encore relativement chaudes du Miocène inférieur et moyen permettent dans une certaine mesure la continuation de l'altération des mêmes volumes que précédemment, et peut-être même encore l'intervention de phénomènes de pédiplanation également responsables de reculs de versants (Lidmar - Bergström, 1981).

Le régime tectonique, qui amène la constitution d'une ligne de partage des eaux en position occidentale, ne change pas fondamentalement au Pliocène. Mais après la régression du Pliocène moyen en Mer du Nord (qui a sans doute entraîné un regain d'enfoncement des rivières dans l'ouest de la Norvège), l'édification de nouveaux deltas au Pliocène supérieur, et les forts mouvements différentiels qui affectent le contact entre le bassin et le socle jusqu'à la veille

du Quaternaire suggèrent qu'une nouvelle accélération des mouvements positifs a pu se produire (cf. supra, p. 1485); c'est aussi ce que suggère le profil hypothétique proposé pour la vallée préglaciaire du Sogn, avec une partie aval probablement redressée par le jeu tardif de la flexure occidentale (fig. 238). Cependant, c'est dans l'évolution climatique que se situe alors la principale rupture. Après un épisode relativement chaud et humide au début du Pliocène moyen (Buchardt, 1978), la baisse de température annonçant les glaciations quaternaires s'amorce rapidement vers 3 MA. BP. C'est alors, pensons nous que se situe l'épisode bref mais décisif d'enfoncement des rivières et de creusement des vallées préglaciaires, dans le plancher des bassins du Miocène et du Pliocène ancien. On remarquera également que les conditions qui ont régné au cours du Néogène, et que l'on doit probablement corriger dans le sens de la fraîcheur et de l'humidité dans les régions soulevées, sont parfaitement compatibles, en dehors des grands axes de creusement et d'ablation, avec l'intervention d'une altération assez poussée et de processus de dégradation lente, ce qui a pu permettre le défonçage ultérieur des plateaux.

Ce creusement aux modalités variées accompagne la constitution du volume montagneux actuel, comme le montre la déformation enregistrée par la haute surface et par la Surface principale du Sogn (fig. 236 et 261). La disposition du réseau hydrographique constitué à partir du Miocène et surtout au Pliocène suit approximativement la ligne de faite tectonique, et surtout la configuration des massifs et des régions basses héritées des processus d'aplanissement partiel du Paléogène. Les gains au profit du versant atlantique, d'ailleurs modestes, résultent surtout de l'évolution ultérieure, au cours du Quaternaire. Cette puissante incision, qui respecté sur de vastes superficies, les volumes hérités de l'évolution antérieure à la phase principale de soulèvement (ceux-ci constitueront le fjell) reflète aussi bien l'importance et le caractère récent de cette phase, que l'instauration de conditions défavorables à l'élaboration d'aplanissements - en dehors des circonstances exceptionnelles qui président à l'aménagement du strandflat dans la zone flexurée côtière. Le fait qu'elle soit la principale réponse de l'érosion à cette déformation explique qu'en dehors de la côte elle-même, l'individualisation du bourrelet montagneux traduise à la fois la montée progressive des plateaux vers la zone faîtière et la conservation sur ces plateaux de lourds bastions taillés dans les parties résistantes des volumes

soulevés. L'accentuation finale des dénivellations au sein du bourrelet montagneux reviendra aux surcreusements glaciaires du Quaternaire.

Nous avons vu que la disposition des reliefs acquise à la fin du Pliocène a déterminé les modes d'englacement et la répartition des dynamiques responsables des dernières étapes de la morphogénèse. On peut en outre, penser que la constitution de la haute barrière montagneuse des Scandes, qui a pu permettre des glaciations de montagne assez précoces dans les ambiances plus fraîches inaugurées à la fin du Pliocène moyen, n'est pas étrangères à la formation de grands glaciers sur la Fennoscandie au Prétiglien, il y a 2,3 MA (Blanc et al, 1983 : cf. supra. chapitre III) et à l'instauration d'un régime morphogénique particulièrement agressif dans ses premières phases (Emelyanov *et al* , 1978). Dès lors, l'instauration des conditions responsables des nouveaux types d'évolution des massifs, des plateaux et des vallées, et du développement ou de l'exagération du contraste entre le fjell et le domaine des auges et des fjords, apparaîtrait aussi comme une conséquence supplémentaire de l'évolution morphotectonique du bourrelet dans lequel s'insère la région du Sogn - Jotun. Mais malgré les modifications généralisées et parfois spectaculaires induites par les séquences quaternaires, les grandes lignes de ces paysages continuent à témoigner des principales étapes de l'évolution antérieure.

2 - La région des Lofoten - Vesterålen : un cas particulier dans la façade maritime norvégienne ?

a. *Une différenciation morphologique ancienne*

Les conditions de l'évolution des paysages dans la région des Lofoten - Vesterålen diffèrent de celles qui ont été décrites dans le Sogn - Jotun pour plusieurs raisons. Tout d'abord, il s'agit d'une région de façade maritime, depuis longtemps proche du niveau de base marin (dès le Mésozoïque). Le style de la tectonique responsable du soulèvement diffère en partie de celui qui caractérise

le rebord oriental de la Mer du Nord, en particulier par une plus grande brutalité du contact avec les aires affaissées et par la possibilité de rejeux des accidents cassants mésozoïques incorporés à l'aire soulevée. Enfin, il convient de ne pas négliger une possible disparité d'ordre paléoclimatologique entre ces deux régions que séparent 800 à 900 km et 7° de latitude.

A la différence du Sogn - Jotun, la région des Lofoten - Vesterålen ne possède aucun vestige d'une éventuelle surface d'aplanissement sommitale, et seule la très relative régularité des altitudes des sommets (cf. supra, chapitre I) suggère que ses reliefs acérés peuvent dériver d'une topographie plane analogue à celle que l'on peut encore identifier sur les photographies aériennes obliques des Alpes de Lyngen, dans le Troms (O. Holtedahl, 1960). Il est très probable que l'ensemble ait été aplani après l'orogénèse calédonienne : en effet, les coupes des prolongements méridionaux de l'archipel publiées par Jørgensen et Navrestad (1981 a et b, fig. 247) montrent que les blocs faillés qui servent de substratum aux sédiments mésozoïques, et qui prolongent les unités lithologiques connues (Åm, 1973) présentent un sommet plat ; celui-ci est attribué par les auteurs à un aplanissement d'âge dévonien ou carbonifère inférieur. La réalité de cet aplanissement est par ailleurs parfaitement démontrée avec l'identification d'une épaisse altérite à kaolinite et à quartz s'interposant sur Andøy entre le socle arasé et affaissé et les sédiments mésozoïques du graben de l'Andfjord (Sturt *et al.*, 1979). Selon ces auteurs, la région arasée aurait d'ailleurs été enfouie sous une couverture détritique au Carbonifère supérieur, au Permien et peut-être au Trias. L'altérite témoignerait d'un climat de type tropical ou équatorial au Dévonien supérieur (époque à laquelle la région pouvait se trouver vers 5° de latitude N) et au Carbonifère inférieur (avec une latitude de 20° N).

L'évolution ultérieure ne semble pas être très favorable à la constitution de grands aplanissements dans la région. Dès le Trias supérieur, des mouvements verticaux importants provoquent le décapage de la couverture détritique paléozoïque, décapage complet

sur Andøy, incomplet dans le Vestfjord où subsistent des sédiments du Carbonifère supérieur et du Permien (couches rouges d'origine continentale : Jørgensen et Navrestad, 1981). Ces mouvements se poursuivent au Lias, et au Jurassique moyen, époque au cours de laquelle le bassin de Ramså, sur Andøy reçoit d'abord des éléments issus des restes de l'ancienne couverture, du socle altéré (shales à kaolinite), puis des feldspaths et des grenats provenant du socle mis à nu dans le horst voisin, à l'ouest (c'est-à-dire l'actuelle île d'Andøy ; Sturt *et al.*, 1979), avant que n'arrivent des apports plus lointains, depuis l'est. Un regain d'instabilité semble à nouveau se manifester au Kimmeridgien, comme en témoigne le dépôt de grès (Dalland, 1975) et de cendres volcaniques d'origine proche (Dalland et Thusu, 1977). En fait, la sédimentation détritique, plus ou moins fine ou grossière, se poursuit, parallèlement au jeu des failles, jusqu'à l'Aptien, tandis que des mouvements se produisent probablement jusqu'au Crétacé supérieur (cf. supra, p.1479). Cependant, un contrôle tectonique de la sédimentation n'est attesté, plus au sud, que jusqu'à la phase Cimmérienne tardive, c'est-à-dire à la fin du Jurassique (Jørgensen et Navrestad, 1981). Il se peut donc que la différenciation entre l'actuelle région des Lofoten - Vesterålen, où l'absence de sédiments du Crétacé supérieur et du Tertiaire atteste une tendance positive d'ensemble précoce, et ses prolongements méridionaux incorporés par la suite à une aire subsidente, se soit accompagnée dans le futur archipel de mouvements différentiels plus tardifs.

C'est en tout cas la phase taphrogénique mésozoïque qui est responsable de l'individualisation des horsts des Lofoten - Vesterålen par rapport à des bras de rifts étroits dont la subsidence s'arrête après l'Albien ou ne se poursuit que dans des parties externes ultérieurement incorporées à la marge continentale (sud du Vestfjord). Au sud, ces horsts ne donnent plus aucun relief appréciable au début du Tertiaire, mais cette situation résulte autant de l'enfouissement sous les sédiments dans une aire subsidente que de l'érosion des parties hautes (fig. 247). Dans l'archipel, on sait simplement que l'ensemble - horsts et grabens mésozoïques a échappé à la subsidence, mais il reste impossible de savoir si l'érosion qui s'est

exercée aux dépens des aires soulevées a pu aboutir à un aplanissement complet. De même, il est difficile de déterminer la part respective de l'érosion différentielle et d'éventuels rejeux des failles mésozoïques dans le contraste topographique actuel entre les horsts et les grabens (cependant, nous avons déjà souligné que l'absence de sédiments tertiaires dans des fjords ne dépassant pas 400 à 500 m de profondeur exclut tout affaissement tertiaire important des grabens, l'érosion différentielle aux dépens de structures peu ou pas réactivées paraissant être la principale responsable de la différenciation ultérieure du relief).

Si le fond des grabens mésozoïques ne paraît guère s'être affaissé après le Crétacé inférieur, les anciens horsts se sont trouvés portés à des altitudes considérables, et au total, des rejeux de plusieurs centaines de mètres, le long du Vestfjord, de l'Andfjord et de la façade externe ne peuvent être exclus. Nous avons vu cependant, qu'en dehors de ces principaux accidents, le soulèvement semble s'être plutôt fait en bloc, alors même que le horst parallèle à celui des Lofoten et situé plus à l'ouest s'affaissait avec la marge continentale. Bien que ce régime ait pu être inauguré au Crétacé supérieur avant même l'ouverture océanique, il nous paraît logique de relier à celle-ci et à ses effets déjà décrits l'accélération des mouvements verticaux responsables du début de l'emboîtement de formes à l'intérieur d'un ensemble qui semble se soulever de façon assez uniforme, et donc le début du façonnement de l'aplanissement partiel principal.

De la même façon que les données sur cet épisode tectonique restent floues, celles qui permettraient de rendre compte de l'évolution morphologique correspondante sont rares. L'incision associée au développement de cette surface répond à un soulèvement important, à proximité immédiate des secteurs non soulevés et du niveau de base. L'importance probable des phénomènes d'altération différentielle dans son développement et la largeur des secteurs aplanis (par exemple à l'intérieur de Vestvågøy ou dans le sud de Langøy et de Hadeseløy) peuvent être liées ou bien à l'intervention d'une phase suffisamment longue de stabilité relative après une phase d'incision

répondant à un soulèvement rapide, ou bien à un évidement lent des secteurs plus sensibles à l'érosion dans un régime de soulèvement progressif. De toutes façons, il y a là un épisode prolongé par rapport auquel intervient ultérieurement une rupture nette que nous pensons pouvoir associer à la reprise du soulèvement intervenue à la fin de l'Oligocène ou au Miocène. L'élaboration de la surface d'aplanissement principale des Lofoten serait donc *paléogène*, contemporaine de celle de la surface principale du Sogn. De plus, son parachèvement, qui s'est traduit par la formation de vastes bassins, de surfaces doucement ondulées et de collines de roches rebelles à l'altération a sans doute nécessité une période suffisamment longue ; la fourniture de débris est sans doute restée lente, en liaison avec un régime d'altération poussée responsable d'une érosion moins sélective que celle qui s'est exercée lors du soulèvement ultérieur. Ce régime ne paraît guère compatible avec la puissante progradation qui s'est exercée sur les parties externes de la marge continentale à partir du Néogène. Nous ne savons cependant pas, en l'absence de données sédimentologiques plus précises, s'il a prévalu pendant tout le Paléogène, c'est-à-dire une trentaine de millions d'années, ou seulement vers la fin, après une période initiale de soulèvement plus rapide (cf. supra. p.1482).

La relative étroitesse de la surface nous ferait plutôt pencher pour la seconde hypothèse. En effet, à la différence de la surface principale du Sogn, la surface des Lofoten ne mord que de façon assez limitée les volumes montagneux, sur la façade elle-même, bien qu'elle ait pu s'étendre en avant des côtes actuelles, jusqu'à un rivage que la répartition des sédiments tertiaires nous amène à placer en situation assez externe (fig. 262). Cette relative étroitesse peut-être reliée au style particulier du soulèvement de cette région, sans doute plus vigoureusement relevée sur la façade elle-même que les régions séparées de la zone d'ouverture par de plus grandes largeurs de lithosphère étirée. Si l'on ajoute à celà l'importance des volumes rocheux peu altérables, on retrouve dans la région des Lofote, le schéma que nous avons proposé pour les régions centrales du Sogn - Jotun, avec en outre, une vigueur plus grande du soulèvement,

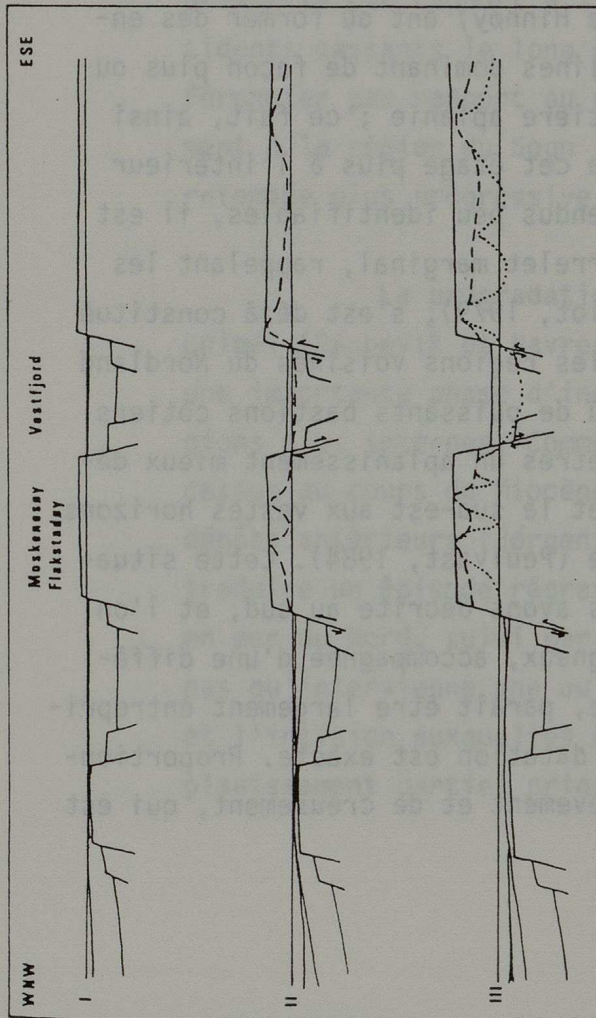
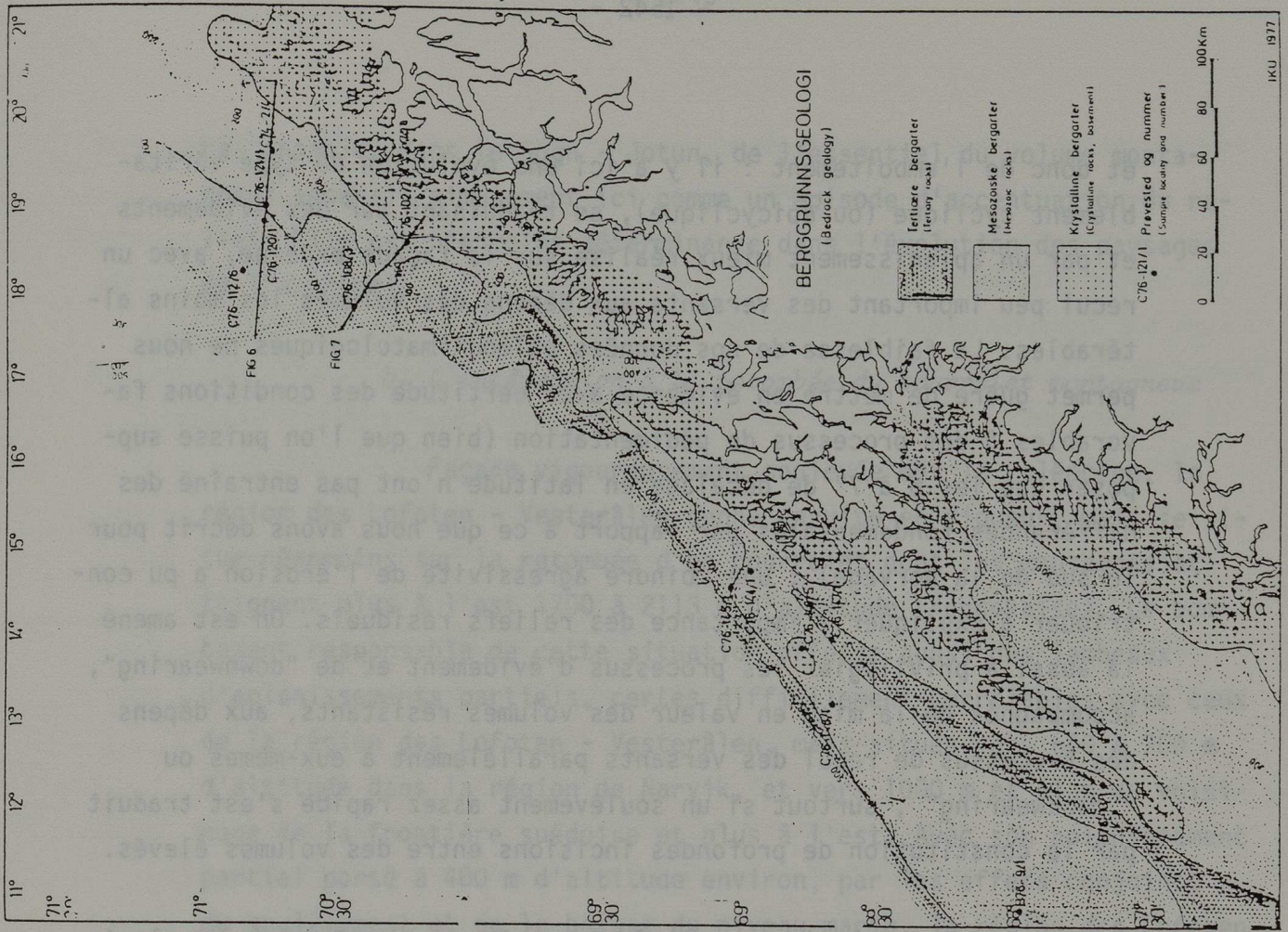


Figure 262. Géologie et évolution morphotectonique de la région des Lofoten - Vesterålen.

A. Carte (Rokoengen et al, 1977)

B. Schéma évolutif, sur un profil correspondant à celui de la figure 249.

I. Crétacé supérieur ; II. Paléogène, avec la topographie correspondante ; III. Néogène, avec la topographie actuelle.

et donc de l'emboîtement : il y a ici une évolution de type véritablement cyclique (ou épicyclique), se traduisant par des évidements et par un aplanissement mieux réalisé sur la façade externe, avec un recul peu important des versants aux dépens des volumes les moins altérables. La faiblesse de nos données paléoclimatologiques ne nous permet guère de mettre en évidence avec certitude des conditions favorables à des processus de pédimentation (bien que l'on puisse supposer que les 6 à 7° de décalage en latitude n'ont pas entraîné des différences fondamentales par rapport à ce que nous avons décrit pour le sud de la Norvège) ; une moindre agressivité de l'érosion a pu contribuer à expliquer l'importance des reliefs résiduels. On est amené là aussi à privilégier les processus d'évidement et de "downwearing", accompagnés de la mise en valeur des volumes résistants, aux dépens des processus de recul des versants parallèlement à eux-mêmes ou "backwearing", surtout si un soulèvement assez rapide s'est traduit par la constitution de profondes incisions entre des volumes élevés.

Les volumineux reliefs épargnés par cet épisode d'aplanissement (par exemple la plus grande partie de Moskenesøy, tout l'est d'Austvågøy, la plus grande partie de Hinnøy) ont dû former des ensembles de hautes et vigoureuses collines dominant de façon plus ou brutale des bassins et une frange côtière aplanie ; ce fait, ainsi que la faible largeur des vestiges de cet étage plus à l'intérieur (où la dissection ultérieure les a rendus peu identifiables, il est vrai), suggèrent qu'un véritable bourrelet marginal, rappelant les bourrelets des marges "jeunes" (Boillot, 1979), s'est déjà constitué à ce moment. Il en est de même dans les régions voisines du Nordland et surtout du Troms et du Finnmark où de puissants bastions côtiers dominant de plusieurs centaines de mètres un aplanissement mieux développé et se raccordant vers l'est et le sud-est aux vastes horizons de la Laponie suédoise et finlandaise (Peulvast, 1984). Cette situation est différente de celle que nous avons décrite au sud, et l'on voit que la création du volume montagneux, accompagnée d'une différenciation morphologique déjà poussée, paraît être largement entreprise déjà la fin du Paléogène, si notre datation est exacte. Proportionnellement, la phase suivante de soulèvement et de creusement, qui est

responsable, dans le Sogn - Jotun, de l'essentiel du volume montagneux apparaît simplement ici comme un épisode d'accentuation du relief. Elle est néanmoins déterminante dans l'évolution des paysages de l'archipel.

b. L'intégration à la retombée du bourrelet montagneux

Façade vigoureusement soulevée dès le Paléocène, la région des Lofoten - Vesterålen gagne ensuite en vigueur, mais se situe néanmoins sur la retombée d'un bourrelet dont les montagnes atteignent plus à l'est 1700 à 2113 m d'altitude (Kebnekaise). Le bombement responsable de cette situation affecte aussi des lambeaux d'aplanissements partiels, certes difficilement corrélables avec ceux de la région des Lofoten - Vesterålen, mais situés vers 600 à 700 m d'altitude dans la région de Narvik, et vers 1000 m et plus au voisinage de la frontière suédoise et plus à l'est. Avec son aplanissement partiel porté à 400 m d'altitude environ, par les effets conjoints du soulèvement et de la baisse du niveau marin, la région des Lofoten - Vesterålen apparaît donc comme une région de retombée. Cependant, sa proximité par rapport à la charnière de la flexure côtière ou aux accidents cassants le long desquels elle se soulève continue à la différencier par rapport au reste de la façade norvégienne, et spécialement à la région du Sogn - Jotun, sans doute caractérisées par une retombée plus progressive.

La progradation observée dans le Néogène autour de l'archipel (Rønnevik et Navrestad, 1977 ; Eldholm *et al* , 1977) traduit une importante phase d'incision, dans l'archipel comme dans les régions plus internes. Comme il n'existe guère de rupture dans ce processus au cours du Miocène et que la discordance du Pliocène sur les dépôts antérieurs (Jørgensen et Navrestad, 1981 a et b) paraît surtout traduire un épisode régressif du même type que celui qui a été repéré en mer du Nord, suivi par une sédimentation abondante, il ne semble pas qu'intervienne une ou plusieurs phases d'arrêt dans le soulèvement et l'incision auxquelles on pourrait rapporter l'élaboration de l'aplanissement partiel principal. Nous y voyons une confirmation de

de l'âge pré - Miocène de cette surface. En outre, cette observation s'accorde assez bien avec la simplicité d'ensemble des formes s'inscrivant en contrebas de cette surface. Nous avons simplement remarqué des éléments de replats sur les flancs de quelques bassins ou fjords à des altitudes de 100 à 120 m, sans exclure la possibilité qu'il s'agisse de racines de topographies doucement inclinées vers une surface proche du niveau de base actuel. Leur existence est également compatible avec un schéma comportant un emboîtement ultérieur : en effet, la disposition des sédiments pliocènes et quaternaires discordants jusque sur le socle (Eldholm *et al*, 1977 ; Jørgensen et Navrestad, 1981) indique bien que les déformations se sont arrêtées à cette époque et qu'un aplanissement périphérique était déjà réalisé, mais après la transgression pliocène, la baisse du niveau marin mondial peut contribuer à expliquer ce phénomène.

Le processus d'incision des volumes altérables, le façonnement de larges bassins emboîtés dans ceux de la génération antérieure, les phénomènes de dégradation lente et la formation de dispositifs morphostructuraux impliquant une altération plus ménagée que lors de la période antérieure sont compatibles avec le peu que nous savons des conditions paléoclimatiques régnant au Néogène. En effet, dans l'ensemble de l'Atlantique nord-est, le Néogène et particulièrement la fin du Miocène moyen voient les illites et les chlorites se substituer aux smectites et aux kaolinites dans la sédimentation argileuse (Latouche et Maillet, 1978), en liaison avec un accroissement des apports détritiques continentaux (Ducasse et Peypouquet, 1978 ; Chamley *et al*, 1978). Si l'on ajoute à cela le décalage en latitude par rapport au sud de la Norvège, on peut penser que des climats de type tempéré, avec des épisodes frais, ont succédé aux climats subtropicaux ou tempérés chauds du Paléogène, avant même le refroidissement pré-tiglien. De telles conditions ne sont sans doute guère favorables à des processus de pédiplanation et de façonnement d'un aplanissement étendu, bien que le Miocène inférieur et peut-être le Pliocène moyen aient pu être encore relativement chauds. Mais nous avons montré que l'existence de ce type de formes n'est nullement démontrable dans les parties internes, tandis que dans les parties ex-

ternes, la mer a pu contribuer au perfectionnement de l'aplanissement périphérique et au recul des abrupts incomplètement découpés par les débouchés de vallées lors des épisodes transgressifs. Le volume de matériaux à enlever a d'ailleurs sans doute été modeste dans les parties situées sur l'étroite zone flexurée ou faillée assurant le raccord avec la plate - forme continentale (fig.262). Ainsi s'est trouvé préparé le développement du strandflat, aussi bien au débouché et à l'intersection des vallées et des dépressions des secteurs soulevés que dans les parties externes, dans des conditions tantôt marines, tantôt continentales (lors des épisodes régressifs) ; ici, l'arase-ment a très bien pu résulter de la retouche modeste d'une surface modérément soulevée, dans la charnière de la flexure côtière ou à faible distance en arrière des accidents les plus vigoureux. L'élaboration de cette forme au Pléistocène, ainsi que les modifications glaciaires du système de dissection et de défonçage accentuant le morcellement de l'archipel, n'auraient en somme assuré qu'une morsure supplémentaire relativement modeste aux dépens d'une façade déjà abrupte et largement disséquée ; le style du soulèvement explique que cette morsure soit restée plus étroite que sur le reste de la retom- bée occidentale des Scandes.

3 - Reliefs "alpins" et fjell

Assurément, les contrastes morphologiques entre les deux régions étudiées sont en grande partie liés aux positions différentes qu'elles occupent dans le bourrelet des Scandes. Dans le Sogn - Jotun, les surfaces planes développées en contrebas de bastions de roches résistantes eux-mêmes étendus ont conservé une extension importante car, dans la zone faîtière, les dernières phases du soulèvement ont coïncidé avec une dégradation climatique qui a permis désormais une incision linéaire brutale. Le temps et les conditions d'une altération poussée ont manqué pour que les entailles puissent s'élargir, alors même que les plus basses surfaces étaient portées à 800 à 900 m d'altitude et se trouvaient elles-mêmes intégrées au volume montagneux. Ont été alors préparées les conditions d'une puissante canalisation des courants de glace le long des axes les plus profonds

et donc d'un aménagement des profils tel que le contraste entre le monde des entailles et celui de vastes plateaux simplement défoncés et surmontés par des bastions localement ciselés par les glaciers locaux est devenu la principale caractéristique du relief.

Il en va tout autrement dans la région des Lofoten - Vesterålen, où la baisse du niveau de base postérieure au façonnement du principal aplanissement partiel n'est que de 400 m environ au total (au lieu de 1400 m dans le coeur du Sogn - Jotun) et où l'évidement des reliefs est pour l'essentiel réalisé avant les glaciations, grâce à la proximité du niveau de base et à la brièveté des temps de réponse du relief à ses variations. Les modifications de profils longitudinaux sous l'effet des systèmes morphogéniques pléistocènes ne se traduisent en effet que par des surcreusements jusqu'au-dessous du niveau de base dans l'axe des principales entailles et des grabens évidés (Vestfjord, Andfjord), tandis que le façonnement du strandflat à l'écart de ces ombilics ne correspond qu'à l'aménagement plus ou moins poussé de formes amples déjà acquises. Les dernières phases de l'incision préglaciaire (au Pliocène) se sont produites dans un régime plus favorable à l'érosion linéaire qu'au cours de l'évolution précédente, responsable de l'élargissement des bassins et des vallées aux dépens du principal aplanissement partiel : mais elles n'ont pas provoqué la formation de vallées "jeunes", en dehors des massifs restés en relief. En effet, le soulèvement, inauguré au Miocène, était déjà en bonne partie réalisé, et aucune modification notable des profils longitudinaux n'a pu intervenir pour provoquer un regain d'enfoncement des cours d'eau, même dans les parties les plus internes de cette étroite zone de façade, à la différence de ce qui a pu se passer à 100 ou 200 km de la mer. On notera que le même raisonnement peut sans doute s'appliquer aux autres régions de façade du bourrelet montagneux, en particulier dans le Sogn et le Sunnfjord. Mais dans la région des Lofoten - Vesterålen, la vigueur particulière du soulèvement total, la brutalité relative des accidents tectoniques la séparant de la plate - forme continentale, et les modalités de l'évolution antérieure expliquent qu'à l'importante aération du relief s'ajoute la forte altitude des massifs : de puissants englacements locaux

ont donc pu s'y développer en dehors des maxima glaciaires.

Cette étude aura donc permis de rendre compte de la formation de deux types de reliefs montagneux différents dans un même bourrelet marginal. Il reste à préciser en quoi ils sont représentatifs de la morphologie du bourrelet scandinave et en quoi notre analyse peut contribuer au développement des connaissances sur ce type de montagnes.

B - Une contribution à la connaissance géomorphologique des bourrelets liminaires des régions de socle et des boucliers.

1 - Contribution à la connaissance de la constitution et des styles d'évolution morphotectonique du bourrelet scandinave.

Par les considérations qu'elle comporte sur des mécanismes dépassant largement le cadre régional de ce travail, notre étude présente un intérêt pour l'interprétation morphologique et la connaissance de la formation de toute la chaîne des Scandes. Cet aspect de nos investigations a été partiellement exposé dans ce chapitre, et il a fait l'objet de publications concernant l'ensemble du bourrelet montagneux (Peulvast, 1977 b, 1978, 1981, 1984 ; Peulvast et Fleitout, 1982). Nous n'insisterons donc ici que sur quelques uns des apports spécifiques de cette étude, en particulier le problème des corrélations entre les étages de formes des régions étudiées et ceux du reste des Scandes, la signification du strandflat, de sa répartition et de son inégal développement par rapport au style morphotectonique du bourrelet, et enfin la signification de cette évolution par rapport à l'ensemble des régions de l'Atlantique nord-est.

a. *Corrélations avec les générations de formes des régions voisines.*

L'évolution du relief dans les régions étudiées ne peut évidemment pas être envisagée hors de son contexte, mais la dissection de certains secteurs (près de la côte surtout), les hiatus plus

ou moins importants qui séparent les lambeaux de surfaces planes au niveau des grandes vallées ou des massifs saillants, et les difficultés de l'analyse dues à l'état des surfaces englacées rendent bien souvent incertaines les corrélations entre étages de formes sur de grandes distances. Sur la base des considérations chronologiques et sédimentologiques exposées plus haut, nous pensons cependant qu'il est possible de proposer - avec beaucoup de prudence - certaines corrélations que la seule analyse topographique ne permet pas d'établir avec certitude. Ainsi, les reliefs montagneux culminants, qui portent dans le Sogn - Jotun, mais aussi dans d'autres régions des Scandes (Møre et Romsdal, Rondane, Dovrefjell, Svartisen, Blåmannsisen, Sarek, région de Narvik, massifs du Troms et en particulier le massif de Lyngen ; massifs de l'Øksfjord et de la province ignée de Seiland, dans l'ouest du Finnmark) des formes arrondies ou des vestiges de surfaces planes plus ou moins rongés par des cirques glaciaires nous semblent pouvoir être interprétés comme les restes limités *d'une même surface imparfaite dérivant de la surface post - calédonienne* ; elle aurait été en grande partie détruite lors de la formation du bourrelet, alors qu'elle était simplement regradée ou recoupée sous des angles faibles dans le reste du Bouclier baltique.

La présence *d'une surface d'aplanissement partiel* en contrebas de ces bastions n'est pas propre aux régions étudiées. Elle est également observable au sud du Jotunheim (où elle se confond pratiquement avec la surface sub-cambrienne exhumée, dans le Hardangervidda), au nord de l'Ottadal et autour des Rondane, autour de nombreux massifs du Nordland et des parties adjacentes des montagnes suédoises, et enfin dans le Troms et l'ouest du Finnmark, où la surface développée au pied des bastions culminants ("surface de Porsanger" : Peulvast, 1984) et soulevée, finit par constituer l'essentiel du bourrelet montagneux. Dans cette dernière région, l'existence d'une surface d'aplanissement unique, en contrebas des bastions culminants, est certaine. Mais ailleurs, s'il existe bien un étage de formes en contrebas des massifs, il correspond en fait, en dehors des régions côtières accidentées où il est à peine identifiable, à des topographies ondulées où des reliefs plus ou moins irréguliers, des fonds de bassins

ou de gouttières et des replats tendent simplement à s'organiser autour de niveaux altitudinaux assez constants et faiblement espacés, sur des étendues considérables (c'est à cela que correspond pour l'essentiel la "surface paléique" de Gjessing). L'identification d'une ou plusieurs générations de formes y est délicate et il convient de rester prudent en ce qui concerne une corrélation entre la surface d'aplanissement partiel que nous avons datée du Paléogène et ces topographies surtout représentées sur le versant est et sud-est du bourrelet jusqu'à de grandes distances en avant des massifs. Nous limiterons donc notre tentative de corrélation aux secteurs où un aplanissement est bien identifiable et où son emboîtement en contrebas de lambeaux de hautes surfaces répond aux premières phases de soulèvement du bourrelet. De même que nous avons proposé de caler l'élaboration des surfaces d'aplanissement partiel du Sogn et des Lofoten au cours de la même période, nous proposons le même raisonnement pour les dispositifs du même type que nous avons identifiés d'un bout à l'autre du bourrelet. Dans ces conditions, les vastes plateaux des régions relativement basses du Finnmark et du Trøndelag, qui s'étendent dans des roches peu résistantes depuis le faite du bourrelet (Peulvast, 1978, 1984) jusqu'au rebord sur la façade côtière, et qui butent latéralement contre les bastions de roches dures constituant les parties les plus hautes du bourrelet (par exemple, à la limite nord du Trøndelag) pourraient être rattachés à l'aplanissement paléogène ; il est d'autant mieux conservé dans ces deux secteurs que son soulèvement y est resté moins accusé qu'ailleurs. Dans les parties périphériques de la retombée orientale des Scandes, ainsi que vers les extrémités, les prolongements de cette surface dérivent probablement d'un aménagement ou d'un recoupement limités de la surface déjà élaborée au Mésozoïque.

b. La cylindricité du bourrelet et le problème du strandflat.

Cette interprétation suggère une certaine "cylindricité" de l'antéclise apparue au Paléogène, les variations latérales du relief reflétant surtout l'inégale résistance des structures sou-

levées et soumises à l'érosion, plus encore que les différences de style tectonique relevées sur la retombée occidentale. Nos observations sur le soulèvement ultérieur semblent montrer que cette caractéristique s'est approximativement maintenue au Néogène. L'une des meilleures illustrations en est l'existence du *strandflat* sur presque toute la façade norvégienne, de la région de Stavanger au sud jusqu'à Sørøy au nord (Finmark occidentale), au pied d'un abrupt dont la hauteur, relativement constante (300 à 500 m) ne s'accroît que là où, comme dans une partie des Lofoten (Moskenesøy surtout), de vigoureux massifs de roches résistantes ont échappé à l'aplanissement partiel paléogène. Nous avons en effet montré les conditions tectoniques particulières qui ont présidé au développement de cette forme, et l'influence de l'inégale vigueur de la zone flexurée ou faillée séparant les montagnes de la plate - forme continentale sur l'extension inégale de cette surface.

Il peut donc suffire que le style ou la chronologie du soulèvement diffèrent pour que le *strandflat* n'ait pas pu se développer. C'est une des explications possibles de son absence sur les côtes du Finmark à l'est de Sørøy, puisqu'il semble que l'individualisation du bourrelet par rapport à la plate - forme de Barents restée en grande partie émergée jusqu'au cours du Tertiaire (Rønnevik, 1981) y soit non seulement moins marquée qu'ailleurs, mais aussi plus tardive et apparemment liée au jeu de failles ou de fortes flexures proches de la côte (Gjessing, 1977). En dehors de quelques grands couloirs guidés par la tectonique (Porsangerfjord, Laksefjord, Tanafjord) il n'y a donc pas eu de phase de morsure prolongée de l'escarpement côtier par une érosion subaérienne susceptible de réduire et de morceler les volumes à éroder. On peut d'ailleurs vérifier par là même que l'érosion littorale, très active actuellement et responsable de la formation de hautes falaises dans les roches feuilletées des nappes de Gaissa et de Kalak ne peut à elle seule rendre compte de la formation du *strandflat*.

Quant à l'extrémité sud du bourrelet, l'absence de forme répondant à la définition habituelle du *strandflat* est liée à l'ab-

sence de volumes montagneux importants proches de la côte, et à un soulèvement resté trop modeste sur cette terminaison périclinale pour que se développe une encoche identifiable. Les reliefs côtiers y ont surtout répondu aux derniers épisodes de soulèvement par une dégradation lente précédant les premières glaciations (Barth, 1939), entre des vallées et des bassins faiblement incisés. L'ensemble ne s'est pas aussi bien prêté à l'aménagement marin et glaciaire ultérieur d'un aplanissement côtier large et continu que les reliefs de la façade occidentale.

Ces considérations sur les extrémités des Scandes mériteraient bien sûr d'être approfondies. Mais nous avons simplement voulu montrer par cette rapide comparaison avec les régions étudiées que notre approche ne permet de saisir qu'une partie des modes de formation du bourrelet scandinave, bien que le cylindrisme soit dans une certaine mesure applicable à une grande partie de cette mégastucture. Malgré cette limitation, liée au cadre géographique retenu, nous pensons cependant que le cadre chronologique proposé et que les modes de développement des reliefs qui ont été décrits présentent un intérêt pour l'étude morphologique des autres parties des Scandes.

c. Le bourrelet scandinave et l'évolution de l'Atlantique N.E.

Un autre intérêt de cette approche aura été de montrer que l'évolution du bourrelet scandinave ne peut être bien perçue que dans le contexte de l'évolution de l'Atlantique NE. La formation et la configuration du bourrelet sont en effet apparues comme un des effets de l'ouverture de la Mer de Norvège et du Groenland, elle-même préfigurée par une longue phase de distension qui a affecté une chaîne de montagnes née de la fermeture d'un océan formé au début du Paléozoïque. Les effets tectoniques et épirogéniques de cette ouverture, ainsi que la plus ou moins bonne coïncidence des aires soulevées avec l'ancien orogène calédonien, dépendent de la position de la ligne d'ouverture définitive par rapport à la répartition des zones de lithosphère étirée nées de la distension mésozoïque. Nous avons utilisé

cette observation pour rendre compte des différences de style tectonique à l'intérieur du bourrelet, et aussi de ses limites : on conçoit donc que les explications proposées dans ce cadre puissent également être proposées pour l'interprétation des reliefs bordant le reste de l'Atlantique nord-est, et ce travail a déjà été entrepris dans certaines régions (Godard, 1983 ; Battiau - Queney, 1983), tandis qu'il reste à mener ailleurs (Groenland oriental ...).

Mais le développement des formes est également influencé par l'évolution des climats, et là aussi, nous avons dû faire appel à des considérations s'appliquant à l'ensemble des régions entourant le nord-est de l'Atlantique. Il s'agit tout d'abord d'une dérive d'ensemble du continent laurasien vers le nord, faisant passer la Norvège des latitudes intertropicales au Carbonifère à des latitudes tropicales au Permien, aux latitudes subtropicales puis moyennes au Trias et au Jurassique (35° N pour le sud de la Suède, selon Lidmar - Bergström, 1981, c'est-à-dire 41 et 48° N pour le Sogn - Jotun et les Lofoten - Vesterålen), et vers $45 - 50^{\circ}$ N ou plus au Crétacé (époque à laquelle des conditions de type tropical ou subtropical régnaient jusque vers 45° N : Frakes, 1979). Les régions arctiques actuelles sont proches du pôle dès le début du Tertiaire (Lamb, 1977). Ainsi s'explique que les périodes de climat chaud, encore assez longues au cours du Paléogène, et assez marquées pour que des couches de charbon puissent se former au Spitsberg (Ofstedahl, 1980) deviennent ensuite plus courtes et moins accentuées. De plus, à ces facteurs s'ajoutent les effets du refroidissement global observé au cours du Tertiaire ; celui-ci est particulièrement marqué vers 40 MA (limite Eocène - Oligocène), au Miocène moyen ou supérieur, et surtout au Pliocène supérieur (Lamb, 1977). Enfin, l'ouverture même de la mer de Norvège et du Groenland, puis l'établissement d'une communication avec le bassin arctique à la fin de l'Oligocène conditionnent également cette évolution, comme nous l'avons montré plus haut. L'organisation de la circulation océanique et en particulier le fonctionnement prolongé d'une puissante dérive nord-atlantique paraissent rendre compte du caractère relativement tardif des glaciations sur cette façade occidentale de continent, et donc de la grande influence des incisions fluvia-

tiles pliocènes sur les modes d'englacement et jusque dans les paysages actuels. La configuration de l'aire océanique ouverte et élargie au cours du Tertiaire a donc joué un rôle important, d'autant plus que la formation d'une barrière montagneuse élevée en travers du courant zonal d'ouest a permis le blocage d'une partie de l'humidité prélevée au-dessus de l'océan atténué. Joint à l'influence du refroidissement global qui, selon Lamb (1977) est responsable du déclenchement des grandes glaciations à la fin du Pliocène, ce facteur a sans doute joué un rôle déterminant dans le développement des englacements montagnards sur les Scandes, puis dans la formations des inlandsis (chapitre III).

Ces remarques nous amènent à étendre le champ des interrelations que nous avons démontrées entre différents phénomènes gouvernant l'évolution des paysages, et ce jusqu'à l'échelle d'ensembles débordant le cadre scandinave proprement dit. En ce qui concerne les mécanismes et le style de l'épirogénèse, ou encore les facteurs de l'évolution morphoclimatique, des Scandes, c'est en tout cas à cette échelle que des progrès peuvent être attendus dans les années qui viennent ; en effet, les données restent irrémédiablement plus pauvres ou plus ambiguës dans les montagnes, même si l'on peut espérer que l'application de méthodes morphométriques informatisées, au fur et à mesure de la parution de cartes modernes, permette d'identifier avec plus de certitude les grands niveaux d'érosion parmi les reliefs souvent complexes de ces régions marquées par les glaciers. C'est précisément cette obligation d'aborder des problèmes d'échelle régionale ou globale qui nous permet d'envisager la place du bourrelet scandinave parmi les autres bourrelets liminaires des régions de socle et de préciser notre contribution à la compréhension de ce type de relief.

2 - Insertion du bourrelet scandinave parmi les bourrelets liminaires du globe.

La forte énergie du relief à faible distance en arrière de la côte, aussi bien dans la région des Lofoten - Vesterålen que dans le Sogn, est une caractéristique majeure de l'ensemble du bour-

relet scandinave. Celui-ci partage ce type de profil avec d'autres bourrelets liminaires associés à des marges passives, essentiellement ceux du Groenland oriental (Biro, 1970), du Labrador (André, 1982) du NE de la Terre de Baffin et de l'Antarctique oriental (Vanney, 1982). Bien qu'il présente également, comme ces derniers, un plateau rocheux, sub-littoral immergé à faible profondeur et séparé de la plate - forme continentale proprement dite par un système de sillons longitudinaux (H. Holtedahl, 1959), il s'en distingue cependant par l'existence d'un large strandflat émergé. Cette surface correspond à une morsure qui a fortement contribué à accentuer la brutalité de l'escarpement côtier, mais nous avons montré qu'elle s'est formée aux dépens de la charnière d'une zone flexurée d'ampleur inégale et sans doute fixée depuis une longue période, et qu'elle n'a pas engendré un rétrécissement considérable du bourrelet (Peulvast, 1984 ; Biro, 1983). Les Scandes appartiennent donc bien à la même famille que les autres bourrelets cités, celle des bourrelets marginaux à "maturité commençante" (Vanney, 1982). Cette notion de maturité nous semble surtout faire référence à l'évolution de l'aire océanique voisine et au développement de la marge continentale et s'oppose au type "juvénile" défini sur les bords de la Mer Rouge récemment ouverte (encore que dans le cas du Labrador, on se situe au-delà de la notion de maturité, puisque l'expansion océanique a cessé depuis 49 MA : Le Pichon ^{et al} 1971). En effet, du point de vue géomorphologique, il apparaît qu'une grande partie du soulèvement est postérieure à l'élaboration du dernier aplanissement étendu, et qu'elle s'est traduite par l'incision de gouttières et de bassins, puis de vallées profondes que les glaciers ont ensuite surcreusées. Il y a plutôt là un caractère de "jeunesse", lié autant à la date récente de cette phase de soulèvement qu'à la dégradation climatique qui s'est produite simultanément, et qui a concerné aussi les autres bourrelets de cette famille.

C'est à la lumière des mécanismes qui ont été proposés pour rendre compte du développement des formes et du soulèvement des Scandes que l'on peut apprécier la place des régions étudiées dans un schéma évolutif où s'intègrent assez bien tous les bourrelets montagneux associés aux marges passives. Aux considérations chronologiques doivent cependant être ajoutées des nuances d'ordre géographique

qui rendent la référence à une sorte de cycle d'évolution des bourrelets un peu trop schématique. En effet, le passage par un stade de type "juvénile", essentiellement représenté aujourd'hui par les bourrelets arabe et est-égyptien, et répondant à l'ouverture océanique, n'a pas pu être démontré dans les régions étudiées; seul le soulèvement de la région des Lofoten - Vesterålen et le développement assez limité de l'aplanissement qui a mordu cette partie de la façade occidentale en réponse à cette phase tectonique nous ont permis de suggérer qu'un bourrelet de ce type, peu différent de ceux des lèvres de rifts et caractérisé par la même dissymétrie (Soutnam et Hay, 1981) a pu être esquissé localement, en dehors des secteurs ultérieurement incorporés à la marge subsidente. La raison en réside probablement, nous l'avons vu, dans la position de la ligne d'ouverture océanique au sein de la zone de croûte et de lithosphère étirées lors de la phase taphrogénique antérieure.

Plus commune à l'ensemble des bourrelets semble être l'évolution postérieure à l'ouverture océanique, avec une ou plusieurs phases de soulèvement lent permettant la formation de grands aplanissements, ceux-ci étant ultérieurement soulevés. Autour de l'Atlantique NE, des mouvements verticaux plus ou moins modestes ont accompagné ou suivi l'ouverture océanique, tandis que le soulèvement décisif est intervenu, comme en Norvège, à la fin de l'Oligocène ou au Miocène, en particulier sur la façade ouest et nord-ouest des Iles britanniques (Godard, 1982). Certes, l'absence de données aussi précises sur la constitution du bourrelet est-groenlandais, et le fait que cette simultanéité caractérisent des régions bordant les aires océaniques ouvertes à des époques différentes et même devenues inactives (ouest des Iles britanniques : Battiau - Queney, 1982 ; Labrador) nous incitent à rester prudent dans l'établissement de relations causales de portée générale.

Le modèle proposé ici devra être perfectionné pour rendre compte des particularités des bourrelets édifiés à l'emplacement d'un ancien orogène et de l'influence possible des "hot spots" comme celui qui s'étend encore autour de l'Islande, et qui a concerné depuis

L'Eocène une grande partie du Groenland oriental, ainsi que l'Ecosse (Talwani et Eldholm, 1977). Mais d'ores et déjà, il nous paraît constituer une hypothèse de travail intéressante pour les investigations sur la formation de tous les bourrelets montagneux associés aux marges passives. Il peut en particulier rendre compte de l'inscription d'aplanissements étendus dans les bourrelets "à maturité évoluée" (Vanney, 1982) qui bordent les océans ouverts plus tôt, et qui témoignent de phases de soulèvement plus précoces (Brésil oriental : Birot, 1970 ; Afrique australe : King, 1982 ; Lageat, 1982, 1983 ; Petit, 1982 ; façade orientale de Madagascar, Ghâtes occidentales : Petit, 1982), intervenant après des périodes de distension et de jeux de failles accompagnant ou précédant l'ouverture océanique. Mais là aussi, le perfectionnement du modèle géophysique devra tenir compte du fait que de tels bourrelets ont pu se former non au droit de dorsales océaniques mais de failles transformantes (Natal) ; de plus, certains soulèvements tardifs, néogènes, ne peuvent être mis en rapport avec le décalage chronologique invoqué pour la Norvège entre le début de l'advection de matériel asthénosphérique chaud sous le continent et la déstabilisation de la lithosphère. Peut-être faudra-t-il faire appel dans ce cas à un rôle complémentaire ou décisif de la décharge du continent par l'érosion (King, 1962 , Birot, 1983) ; cette hypothèse doit d'autant plus être envisagée que les conditions nécessaires au développement d'aplanissements étendus ont persisté plus longtemps que dans les régions de haute latitude, en particulier sur des bourrelets en grande partie constitués de roches peu résistantes (Natal entre Durban et le Lebombo, à l'exception du horst cristallin de Ngoye resté en relief au-dessus de l'aplanissement côtier).

Les observations et les hypothèses dont nous avons fait état dans l'étude morphologique des Lofoten - Vesterålen et du Sogn Jotun ne peuvent donc pas être transposées sans précautions aux autres bourrelets montagneux , qui constituent autant d'individualités géographiques. Elles permettent néanmoins de formuler des hypothèses de travail qui, en ce qui concerne les mécanismes du soulèvement, peuvent prétendre à une portée globale. En ce qui concerne la genèse des formes, un tel but peut paraître très ambitieux et il n'entre évi-

demment pas dans le cadre de ce travail. Il convient en particulier de souligner l'importance du facteur zonal dans les caractères et la succession des séquences morphogéniques, c'est pourquoi notre étude se veut non seulement une contribution à la connaissance des bourrelets marginaux des régions de socle, mais aussi une contribution à la compréhension des formes et des milieux dans les montagnes de haute latitude.

3 - Des clés pour une meilleure compréhension des paysages et de leur dynamique dans une montagne de haute latitude.

Terminer par un essai de reconstitution de l'évolution géomorphologique peut faire penser que telle est la finalité de notre démonstration. Il s'agit bien d'une préoccupation importante, d'autant plus que nos considérations sur l'évolution des systèmes bourrelets montagneux - marges continentales sont conçues comme une contribution à un thème qui intéresse autant les géologues ou les géophysiciens que les géographes. En effet, une bonne connaissance de l'évolution paléogéographique dans une aire englobant des secteurs d'un intérêt économique particulier, comme la Mer du Nord et la marge norvégienne, n'est pas inutile au progrès de ces disciplines, comme le montre le soin que la compagnie Shell International a pris d'éditer un atlas essentiellement paléogéographique de l'Europe occidentale et centrale (Ziegler, 1982). Reconnue par certains géophysiciens et géologues, la place de l'approche géomorphologique dans cette recherche multidisciplinaire n'y est pas encore celle qu'elle devrait être. Il apparaît pourtant que la prise en compte de ses apports spécifiques éviterait certaines conceptions discutables, comme celle de Ziegler (1978, 1982 et comm. pers. 1982) sur un soulèvement essentiellement pléistocène de l'ouest scandinave.

D'autre part, une appréciation de l'évolution géomorphologique n'a pas pu venir plus tôt, de par notre souci d'éviter tout à priori sur la signification chronologique des grands contrastes et des étagements de formes ; ce thème n'a pu être abordé qu'une fois

analysés tous les types morphologiques et la part des différents processus dans la génèse des formes. Sa place dans notre travail traduit donc la nécessité que nous avons ressentie de renouveler l'approche géomorphologique dans les Scandes. Elle comporte en outre l'avantage de souligner l'importance que nous accordons à la géomorphologie historique et à la reconstitution des séquences morphogéniques dans l'interprétation des grands dispositifs morphostructuraux et de leur insertion dans des ensembles régionaux plus vastes. Un essai de reconstitution est pour nous un aboutissement non négligeable, qui peut servir d'hypothèse de travail ou de base de discussion pour d'autres travaux intéressant des aires voisines et des ensembles morphologiques du même type.

Cette construction ne doit cependant pas faire oublier ce qu'une étude de géomorphologie structurale et historique apporte à la compréhension des reliefs et des environnements actuels. Cet aspect est d'autant plus important pour nous qu'en dehors de quelques travaux anciens ou très généraux, les études habituellement menées sur le relief des régions étudiées sont en fait des travaux de géologie glaciaire et de géomorphologie dynamique. Sur ces thèmes spécialisés, notre apport peut sembler assez classique ou modeste, en particulier sur le plan méthodologique, à l'exception de l'utilisation, pour la première fois, de la cartographie géomorphologique détaillée dans l'archipel des Lofoten - Vester len (Peulvast, 1982). Mais l'originalité de notre travail réside surtout dans l'accent mis sur l'insertion des modelés et des formes de détail parmi les formes majeures, et sur les relations entre les processus directement identifiables et l'organisation du relief. La connaissance des processus morphogéniques et de leur répartition est certes indispensable à la compréhension des milieux, de leurs dynamiques et des modifications que l'homme est susceptible d'y apporter (y compris dans ces milieux où la pression de ses activités reste assez faible). Mais elle laisse de côté le problème de la mise en place des formes majeures, alors que celles-ci par leur configuration, conditionnent partout et à chaque instant la répartition des dynamiques.

Ce contrôle est particulièrement important dans un milieu montagnard de haute latitude, où interviennent en particulier l'organisation des dispositifs morphostructuraux, les systèmes de pentes et les étagements bioclimatiques. Il s'ajoute à celui que les propriétés du bâti géologique et celles des surfaces rocheuses ou couvertes exercent vis-à-vis de l'efficacité des processus. Les premières constituent un facteur durable à l'échelle des phénomènes considérés, et elles sont pour la plupart acquises depuis la fin de l'orogénèse caledonienne ou le Précambrien. Les secondes dépendent elles-mêmes de l'évolution géomorphologique et sont souvent éphémères à l'échelle des temps géologiques. Une certaine pérennité peut pourtant caractériser certaines d'entre elles, malgré la puissance de l'outil glaciaire, puisque certaines surfaces sont probablement restées couvertes depuis les temps préglaciaires, induisant ainsi des modes particuliers d'action des glaciers et des intempéries sur le substratum. Mais la plupart d'entre elles se rapportent aux éléments des paysages les plus sensibles aux changements de dynamiques, ce qui explique que les études de géologie glaciaire et celles de géomorphologie dynamique qui opèrent sur la période post-glaciaire ou sur les processus actuels puissent rendre compte de la plupart de leurs caractères, à quelques exceptions près (les champs de blocs, ou certaines altérites, par exemple).

Entre les deux, les formes d'échelle moyenne et les formes majeures participent, comme les modelés et les formes de détail, aux systèmes d'interactions et parfois de rétroactions positives dont nous avons décrit les effets dans la morphogénèse et qui confèrent à ces montagnes de haute latitude leurs aspects si contrastés. Mais elles présentent une certaine inertie vis-à-vis de l'évolution des systèmes morphogéniques, comme le montre l'acquisition principalement préglaciaire des grands volumes actuels. Elles conservent donc les traces inégalement durables d'une genèse et d'une évolution commencées à des époques plus ou moins reculées en fonction des modalités du soulèvement et des variations des conditions morphoclimatiques, c'est-à-dire des séquences morphogéniques passées.

La compréhension des milieux actuels et de leurs dynamiques implique donc une compréhension de la genèse des formes à toutes les échelles et se doit d'intégrer la définition d'une logique qui est en grande partie celle de leur passé (Klein, 1974). Cette analyse constitue l'objet même de la géomorphologie structurale et historique. Notre discipline occupe donc une place capitale dans toute entreprise de compréhension globale des paysages, et peut-être particulièrement dans un milieu montagnard, comme le montre également N. Caine (1983) dans son livre sur les montagnes du nord-est de la Tasmanie. Nous voyons en tout cas dans cette démarche le moyen de resserrer les liens entre les branches généralement considérées comme "applicables" (Tricart, 1974) de la géomorphologie et celles que l'on a coutume de considérer comme "fondamentales" ou "académiques".

CONCLUSION

Les Lofoten - Vesterålen et le Sogn - Jotun font partie d'un bourrelet montagneux dont la signification structurale et les étapes de la formation sont de mieux en mieux connues. Sa constitution est liée à l'ouverture de la Mer de Norvège et du Groenland, mais sa configuration est également conditionnée par l'évolution antérieure, qu'il s'agisse des structures héritées de l'orogénèse calédonienne ou de celles qui sont nées de la distension mésozoïque le long des rifts du système arctico nord atlantique. Les modèles géophysiques en cours d'élaboration ou de perfectionnement permettent de rendre compte du style du soulèvement et de son caractère saccadé, en particulier de l'accélération qui le caractérise au Néogène. Jointe à l'analyse des variations eustatiques et des variations des paléo-environnements, cette recherche sur les modalités et les facteurs internes de la création des volumes montagneux, nous a permis d'élaborer des modèles de l'évolution géomorphologique des régions étudiées. L'acquisition des grands volumes essentiellement préglaciaire, est caractérisée par la constitution de grands étagements paraissant approximativement synchrones ; les principales ruptures responsables de cette disposition se situent vers le Paléocène et à la fin de l'Oligocène ou au Miocène, tandis qu'un accroissement de l'incision intervient probablement au Pliocène dans le Sogn - Jotun, avant les

premières glaciations. L'échelle à laquelle ce travail a dû être mené nous a permis d'étendre nos conclusions, à titre d'hypothèses de travail, à de grandes parties du bourrelet scandinave, et nous rejoignons ainsi la préoccupation affichée par K. Lidmar - Bergström (1981) dans son étude de la Suède méridionale. Il nous paraît cependant difficile de suivre cet auteur dans ses corrélations chronologiques entre cette région où des aplanissements mésozoïques ont pu être datés et celles du bourrelet scandinave, d'autant plus que l'importance et les modalités du soulèvement n'y sont pas pleinement comparables. La même prudence s'impose également dans les corrélations avec les autres régions de l'Atlantique NE, et surtout avec les autres bourrelets montagneux du globe qui, malgré des parentés évidentes, présentent souvent des styles et des chronologies différents. Les reconstitutions et les modèles proposés ici ont surtout une valeur régionale, même si nous pensons qu'ils peuvent servir d'hypothèses de travail dans le cadre d'une étude plus générale des bourrelets marginaux du globe. L'intérêt général de la démarche suivie réside surtout dans son apport spécifique à l'entreprise de compréhension des paysages et des milieux actuels, une des principales raisons d'être de la géographie et des sciences de l'environnement.

-*-*-*

CONCLUSION DU LIVRE III

Malgré la profonde empreinte des glaciers dans les paysages, une reconstitution des conditions de la morphogénèse, sinon des paysages préglaciaires, a pu être tentée. Elle ne bouleverse pas fondamentalement toutes les hypothèses anciennes. Elle tend même à confirmer la justesse de certains postulats, comme l'origine préglaciaire des formes majeures du fjell et d'un système de dissection que les glaciers ont simplement aménagés. En ce sens, notre étude rejoint les nombreuses observations concordantes sur l'acquisition essentiellement préglaciaire des grands dispositifs morphostructuraux et sur le rôle finalement assez modeste des glaciers dans la morphogénèse, en dehors des formes de sculpture et des grands axes de canalisation.

Cependant, l'analyse des systèmes de formes et de modelés, ainsi que le recours à une approche interdisciplinaire, nous ont permis de préciser les modalités de l'évolution et la signification chronologique des grands étagements. Certes, beaucoup de questions subsistent, en partie à cause de la parcimonie avec laquelle les informations sédimentologiques sont rendues publiques. Mais par lui-même, un travail de géomorphologie structurale et historique a permis de faire progresser le vieux débat sur l'identification et l'origine de la "surface paléïque" dans les montagnes scandinaves. Elle permet en outre de le dépasser, puisqu'elle ne s'est pas arrêtée à la reconstitution de formes disparues. Il paraît préférable, en effet, de souligner que selon leur échelle et selon les données structurales, les éléments qui composent les paysages possèdent une inégale inertie vis-à-vis de la succession des systèmes morphogéniques. Les formes regroupées sous le vocable "paléïque" correspondent à celles qui possèdent une inertie particulièrement grande.

Au-delà de l'intérêt propre des reconstitutions paléogéographiques, on saisit donc ce que la définition des formes et de leur

degré d'inertie apporte à la compréhension du relief, puisqu'elles conditionnent à chaque instant la nature et la répartition des processus qui les modèlent. Ainsi, la reconstitution du passé et de cette évolution présente l'avantage de fournir des clés pour la compréhension des paysages actuels.

une reconstitution des conditions
des préglaciaires, à qu'elle tendent. Elle ne bouillonne pas fondamenta-
talement toutes les hypothèses anciennes. Elle tend même à confirmer
la justesse de certains postulats, comme l'origine préglaciaire des
formes majeures du relief et d'un système de dissection que les gla-
ciers ont simplement aménagés. En ce sens, notre étude rejoint les nom-
breuses observations concordantes sur l'adaptation essentiellement
préglaciaire des grands dispositifs morphostructuraux et sur le rôle
finallement assez modeste des glaciers dans la morphogénèse, en dehors
des formes de sculpture et des grands axes de canalisation.

Cependant, l'analyse des systèmes de formes et de modèles,
ainsi que le recours à une approche interdisciplinaire, nous ont per-
mis de préciser les modalités de l'évolution et la signification chrono-
logique des grands états. Certes, beaucoup de questions subsis-
tent, en partie à cause de la parcimonie avec laquelle les forma-
tions sédimentologiques sont rendues publiques. Mais par lui-même, un
travail de géomorphologie structurale et historique a permis de faire
progresser le vif débat sur l'identification et l'origine de la
"surface paléogène" dans les montagnes scandinaves. Elle permet en ou-
tre de le dépasser, puisqu'elle ne s'est pas arrêtée à la reconstitu-
tion de formes disparues. Il paraît préférable, en effet, de souligner
que selon leur échelle et selon les données structurales, les éléments
qui composent les paysages possèdent une inégale inertie vis-à-vis de
la succession des systèmes morphogénétiques. Les formes regroupées sous
le vocable "paléogène" correspondent à celles qui possèdent une inertie
particulièrement grande.

Au-delà de l'intérêt propre des reconstitutions paléogéogra-
phiques, on s'attache donc ce que la définition des formes et de leur

CONCLUSION GENERALE

--*-*-*-*-*-*-*-*

Au terme d'un travail qui a recoupé la plupart des thèmes classiques de la géomorphologie norvégienne, et de nombreux thèmes de géomorphologie générale, on peut être tenté de dresser un bilan de notre contribution dans chacun de ces domaines. La première originalité réside dans le choix même des régions étudiées, qui n'avaient jamais auparavant fait l'objet d'une investigation poussée. Malgré la dualité des terrains étudiés et le caractère non exhaustif de nos observations, cette étude se rattache incontestablement à celles qui ont pour but de décrire l'espace scandinave et d'en expliquer les grandes caractéristiques : il s'agit donc d'une contribution à la connaissance de la géomorphologie régionale et de la géographie de la Scandinavie. Elle s'inscrit dans une lignée ancienne, remontant au début du siècle, illustrée par de grands noms de la discipline (Ahlmann, 1919 ; Tanner, 1938 ; Rudberg, 1954 entre autres), et en voie de renouvellement à l'heure actuelle (Lidmar - Bergström, 1982 ; Klemsdal, 1981). Elle n'est pas entièrement nouvelle, en ce sens que les Lofoten - Vesterålen et le Sogn - Jotun avaient déjà été décrits, partiellement le plus souvent, par nos prédécesseurs, et en particulier par Ahlmann (1919), mais le type d'approche retenu, et les progrès spectaculaires des disciplines voisines (géologie surtout) nous ont permis de proposer une analyse morphostructurale originale et un schéma évolutif qui constitue selon nous une pièce à verser au dossier de la formation du relief des Scandes dans leur ensemble. Ainsi, nous avons été en mesure de vérifier que le fjell, une partie des formes de dissection, et plus généralement la "surface paléïque" comportent bien des traits hérités des temps préglaciaires, même s'il est nécessaire de nuancer considérablement leur lecture en fonction d'une analyse serrée des dynamiques qui sont intervenues au fil des glaciations et des interglaciaires.

A cet égard, notre travail a largement bénéficié des progrès récemment accomplis dans la connaissance des environnements quaternai-

res, des glaciations, et de l'histoire postérieure au dernier maximum glaciaire. Aussi avons-nous pu, en nous aidant des derniers développements des théories de l'érosion glaciaire (travaux de Boulton, en particulier) apporter quelques compléments aux études de *géomorphologie climatique*, qui constituent l'une des principales spécialités scandinaves. Il s'agit essentiellement des apports d'une démarche naturaliste, mais l'aspect expérimental n'en est pas exclu (expériences de gélifraction). Par delà des observations nouvelles, mais localisées (glaciers rocheux des Iles Lofoten, champs de blocs du Jotunheim, formations de pente, altérites, qui permettent de préciser les travaux de géologie glaciaire ou de géomorphologie dynamique (principalement effectués par des chercheurs scandinaves) et d'étendre leur assise géographique, nous pensons surtout avoir montré l'intérêt qu'il y a à les insérer dans une étude géomorphologique globale. Non seulement celle-ci bénéficie d'une bonne connaissance des modelés et des dynamiques identifiables grâce à eux, mais aussi la répartition de ces dynamiques et leurs modes d'action sur le relief s'expliquent-elles mieux dans cette optique. Nous pensons donc apporter surtout une meilleure connaissance des incidences que la zonation et la succession des systèmes morphoclimatiques ont eues sur le façonnement des montagnes scandinaves (livre II), contribuant ainsi aux débats plus généraux sur l'efficacité des systèmes morphogéniques froids, et surtout des glaciers (Linton, 1963 ; Sugden et John, 1976).

De même, nous pensons avoir apporté une contribution originale au problème de la genèse du *strandflat*, un des grands thèmes de la géomorphologie littorale des hautes latitudes, et cela bien qu'une nouvelle approche en ait également été proposée récemment par un chercheur norvégien (Klem sdal, 1982). Comme dans les autres domaines, nous avons cherché à mettre en relation les modelés, et les dynamiques dont ils témoignent avec les formes majeures, en essayant de déceler la part relative des actions les plus directement envisageables (zonales et littorales), et celle des autres, dans la morphogénèse. Malgré des observations plus partielles que celles que A. Moign

(1974) a pu effectuer au Spitsberg (le domaine sous-marin a échappé à nos investigations), notre interprétation repose sur un ensemble de données géomorphologiques et géologiques dont la réunion constitue par elle-même une originalité sur le littoral norvégien. Elle s'appuie également sur des essais cartographiques nouveaux pour ces régions. Ainsi s'explique qu'elle puisse apporter quelques variantes par rapport au schéma "polygéniste" qui semble s'imposer de plus en plus. Le caractère zonal et une certaine unité de cet aplanissement partiel ne sont pas niés, mais il apparaît que des types morphogéniques variés y sont représentés, depuis la plate - forme d'abrasion marine jusqu'aux planchers coalescents de bassins et de vallées plus ou moins faiblement retouchés par les glaciers. La diversité des théories qui ont pu être proposées, reflète en fait celle des composantes du strandflat.

Ces divers aspects de notre travail s'insèrent non seulement dans le traitement d'une problématique propre à la Scandinavie, mais aussi dans celui de problèmes qui dépassent largement cette région. C'est à plus forte raison le cas pour les questions de *géomorphologie structurale* sous-jacentes à toute notre démarche. Après un nécessaire inventaire morphostructural (livre I), nous avons pu en effet souligner combien est déterminante l'influence de la structure, non seulement à petite échelle (Tricart, 1968), mais aussi à moyenne et à grande échelle ; cela nous conduit à nuancer bien des schémas de géomorphologie climatique, selon une démarche déjà ancienne dans l'école française de géomorphologie et renouvelée, dans les domaines de socle, sous l'impulsion de P. Birot et A. Godard. Mais notre travail s'insère surtout dans une tentative collective de mieux cerner les facteurs de l'érosion différentielle dans les domaines de socle. C'est précisément cette recherche qui nous a incité à nous intéresser aux modalités de la morphogénèse, tant les modes d'exploitation de la structure varient selon les dynamiques érosives en cause. En outre, la définition même de ces facteurs a été d'un secours considérable dans la reconstitution de l'évolution passée, conformément à ce qui avait guidé le travail de A. Godard en Ecosse, vingt ans plus tôt. La mise en relation des fac-

teurs de l'inégale résistance des roches aux actions mécaniques ou physico-chimiques avec la place effective de ces unités dans le relief a été l'une des principales bases de notre reconstitution des paysages préglaciaires et de l'évolution géomorphologique. Elle a été pour nous l'occasion de rechercher les facteurs lithologiques de l'érosion différentielle, et d'apporter ainsi notre participation à l'un des grands thèmes traité par l'équipe de recherche à laquelle nous appartenons. La grande influence de la composition minéralogique et des microtextures (pas toujours convergente avec celle de la porosité et de la macrofissuration) sur l'expression morphologique des ensembles intrusifs ou fortement métamorphiques confirme en grande partie ce qui ressort des travaux analogues effectués sur d'autres socles (Birot, 1981), en apportant des données originales sur des ensembles lithologiques peu répandus (roches mangéritiques surtout). Elle constitue, sur un autre plan, un de nos meilleurs arguments pour attribuer les grandes lignes du relief des Scandes à l'évolution préglaciaire.

On le voit, aucun des domaines évoqués plus haut n'apparaît indépendant des autres, et cela tient à la conception même de notre travail. Il s'agissait de rendre compte de la disposition des formes du relief actuel en intégrant, plus que dans la plupart des travaux antérieurs, les apports spécifiques de la géomorphologie structurale et en recherchant dans le passé les éléments d'une logique répondant mal aux caractères actuels de la morphogénèse. Cela nous a amené à rechercher jusqu'à l'extérieur des régions étudiées les facteurs tectoniques de la mise en place du relief, en étendant notre investigation à l'ensemble du bourrelet scandinave. Nous avons pu de cette façon proposer un modèle d'évolution morphotectonique qui n'aurait sans doute jamais vu le jour si notre étude était restée du type monographique (chapitre VIII). De même, c'est aussi à l'échelle de tout l'ouest scandinave que nous avons dû rechercher les données sédimentologiques, paléontologiques et paléoclimatiques nécessaires à toute reconstitution de l'évolution passée, en effectuant ainsi une synthèse qui dépasse largement le cadre régional initial.

Cependant, malgré l'intérêt que ces reconstitutions peuvent présenter par elles-mêmes, nous préférons insister sur l'apport proprement géomorphologique de ce travail. En effet, nous pensons avoir contribué à montrer que *la géomorphologie structurale et historique*, loin d'être une discipline académique repliée sur elle-même, est nécessaire à toute connaissance des environnements et de leurs dynamiques. Non seulement, elle fournit un contexte hors duquel il est difficile de comprendre les phénomènes isolés qui affectent telle ou telle partie de ces environnements mais aussi et surtout, elle fournit les clés pour la compréhension des paysages actuels, tant ceux-ci portent les marques de leur évolution passée. Elle les fournit à condition que soit toujours précisée l'échelle des phénomènes considérés ; en ce sens, la notion d'*inégaie inertie* ou d'*inégal temps de réponse des formes aux changements progressifs ou brutaux dans les dynamiques externes* est apparue tout à fait fondamentale dans ce domaine où la morphogénèse a répondu en grande partie à de simples mouvements épirogéniques affectant un ensemble anciennement consolidé (les choses n'apparaissent plus complexes que dans la région des Lofoten - Vesterålen et ces constatations doivent être nuancées ou complétées dans les régions où la dynamique interne intervient plus activement dans la différenciation morphologique). C'est selon nous dans cette optique que devraient toujours être traités les problèmes de géomorphologie dynamique, le facteur temps et le facteur échelle des phénomènes n'apparaissant bien que si leur insertion dans le contexte de l'évolution morphologique régionale est précisée. La démarche naturaliste en géomorphologie apparaît donc comme un élément essentiel et bien d'actualité dans la connaissance et la compréhension des paysages, même si elle fait appel à beaucoup d'éléments difficiles à quantifier et à intégrer aux approches plus mathématiques ou expérimentales de l'environnement. Elle en reste le complément indispensable, une base sans laquelle la diversité de la surface terrestre ne pourrait être comprise dans toutes ses nuances et dans toute sa richesse.

MANTES-LA-VILLE

28.07.1984

Les premières recherches de l'Institut de Recherches
 ont été consacrées à l'étude de la structure des
 cellules et de leur fonctionnement. Les travaux
 ont permis de constater que les cellules sont
 constituées de deux parties principales : le
 cytoplasme et le noyau. Le cytoplasme est
 le milieu où se déroulent les réactions
 chimiques de la vie cellulaire. Le noyau
 est le centre de la cellule et contient
 les chromosomes, qui sont les supports
 de l'information génétique. Les recherches
 ont également permis de constater que les
 cellules sont capables de se régénérer et
 de se différencier en cellules spécialisées.
 Ces travaux ont permis de mieux comprendre
 les mécanismes de la vie cellulaire et
 de leur rôle dans l'organisme.

DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES UTILISES

I. CARTES TOPOGRAPHIQUES

A - 1/250 000, type J.O.G.

Lofoten - Vesterålen :	Svolvær	NR 33, 34-10
	Bodø	NR 33, 34- 1
	Sulitjelma	NQ 33, 34- 2
	Narvik	NR 33, 34-11
Sogn - Jotun :	Florø	NP 31, 32-10
	Årdal	NP 31, 32-11
	Lillehammer	NP 31, 32-12
	Bergen	NP 31, 32-14
	Odda	NP 31, 32-15
	Hamar	NP 31, 32-16

B - 1/100 000 (Gradteigskart)

Lofoten - Vesterålen :			
Moskenesøy	I 10	Hadsel	K 9
Lofotodden	I 11	Svolvær	K 10
Kvalnes	J 9	Kvæfjord	L 8
Vestvågøy	J 10	Lødingen	L 9
Øksnes	K 8	Hamarøy	L 10
		Nordfold	L 11

Sogn - Jotun :

Solund	A 31	Sygnefjell	D 30 aust
Lavik	B 31 vest	Fillefjell	D 31 aust
Kyrkjebø	B 31 aust	Djup	D 32 aust
Balestrand	C 31 vest	Hallingskarvet	D 33 aust
Sogndal	C 31 aust	Lom	E 29 vest
Vossestrand	C 32 vest	Gjende	E 30 vest
Flåmsdalen	C 32 aust	Vangsmjøsi	E 31 vest
Lærdal	D 31 vest	Hemsedal	E 32 vest
Aurlandsdalen	D 32 vest	Vågå	E 29 aust
Hardangerjøkulen	D 33 vest	Sjodalen	E 30 aust
Skjåk	D 29 aust	Slidre	E 31 aust
		Gol	E 32 aust

C - 1/50 000

1. Aggrandissement photographique de la carte 1/100 000

"Gradteigskart" (AMS, series M 711)

Lofoten - Vesterålen

Eggum	1031 I	Kvalnes	1131 IV
Flakstad	1031 II	Nykvåg	1132 I
Moskenesøy	1031 III	Stokmarknes	1132 II
Oddvær	1131 I	Innhavet	1231 II
Kabelvåg	1131 II	Hamarøy	1231 III
Stamsund	1131 III	Lofotodden	1830 I

Sogn - Jotun

Lærdalsøyri	1417 II	Visdalen	1518 II
Kaupanger	1417 III	Sygnefjell	1518 III
Tyin	1517 I	Pollfoss	1518 IV
Øye	1517 II	Vinstri	1617 I
Borgund	1517 III	Vang	1617 III
Hurrungane	1517 IV	Gjende	1617 IV
Skjåk	1518 I	Lom	1618 IV

2. "Topografisk kart" M 711. Etablie par stéréophotogrammètrie.

Gudvangen	1316 I	Skridulaupen	1418 I
Fjærland	1317 I	Mørkrisdalen	1418 II
Brigsdalsbreen	1318 II	Jostedalen	1418 III
Lustrafjorden	1417 I	Lodalskåpa	1418 IV
Solvorn	1417 IV		

II. CARTES THEMATIQUES

La plupart d'entre elles ne relèvent pas d'une couverture régulière, et elles sont citées avec les ouvrages ou les articles correspondants dans la bibliographie. La couverture régulière est très peu avancée dans les régions étudiées.

A - Géologie du substratum (Berggrunnskart) N.G.U.

1 - 1/100 000

Geologisk kart over Norge - 1960 -

2 - 1/250 000

Svolvær

LISTE DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES UTILISEES

3 - 1/100 000

Gol

Slidre

4 - 1/50 000

Sogndal (in A. Henry, 1983)

B - Géologie du Quaternaire (Kvartærgeologisk kart) N.G.U.

1/50 000

Solvorn.

13	13		
17	13		
18	13		
19	13		
20	13		
21	13		
22	13		
23	13		
24	13		
25	13		
26	13		
27	13		
28	13		
29	13		
30	13		
31	13		
32	13		
33	13		
34	13		
35	13		
36	13		
37	13		
38	13		
39	13		
40	13		
41	13		
42	13		
43	13		
44	13		
45	13		
46	13		
47	13		
48	13		
49	13		
50	13		
51	13		
52	13		
53	13		
54	13		
55	13		
56	13		
57	13		
58	13		
59	13		
60	13		
61	13		
62	13		
63	13		
64	13		
65	13		
66	13		
67	13		
68	13		
69	13		
70	13		
71	13		
72	13		
73	13		
74	13		
75	13		
76	13		
77	13		
78	13		
79	13		
80	13		
81	13		
82	13		
83	13		
84	13		
85	13		
86	13		
87	13		
88	13		
89	13		
90	13		
91	13		
92	13		
93	13		
94	13		
95	13		
96	13		
97	13		
98	13		
99	13		
100	13		

LISTE DES PHOTOGRAPHIES AERIENNES UTILISEES

Tous les documents proviennent de la firme Fjellanger-Widerøe A.S. (Oslo) et sont, sauf exception, à des échelles proches de 1/25 000. La couverture est incomplète.

LOFOTEN-VESTERÅLEN

Moskenesøy-Flakstadøy:	Série 1784	B4 à 12 C1 à 13
Vestvågøy-Gimsøy	Série 3156	CI à 10 D1 à 13 E1 à 13 F1 à 13 G1 à 7 H1 à 9 J1 à 7
Austvågøy	Série 3156	A2 à 7 C11 à 12 D14 à 15 E14 à 15 F15 à 17
Hadseløy	Série 4341	C1 à 8 D2 à 6
Langøy	Série 4341	A2 à 6 B2 à 7
	Série 3220	A1 à 8 B1 à 5 C2 à 4
	Série 5860	2 à 7
	(1/40 000)	1 à 5
Hamarøy	Série 5860	7807, 31-1 : 3 à 5
	(1/40 000)	7807, 31-2 : 1 à 6 7807, 31-3 : 2 à 5

Sogn-Jotun

Série 1684

C1 à 5

L7 à 9

Série 1714

A12 à 16

B12 à 27

C14 à 29

E1 à 6

F4 à 8

G2 à 6

Série 1833

E1 à 7

F1 à 7

G1 à 7

Série 1834

A10 à 24

B7 à 9

C4 à 11

Série 5245

A33 à 36

B34 à 37

C33 à 35

LISTE DES FIGURES

- 1 . Croquis de localisation et carte géologique simplifiée de la région des Lofoten-Vesterålen.
- 2 . Le massif de la Bøvetta et le replat du Heståsen.
- 3 . Le bouclier baltique et les Calédonides.
- 4 . Système de classification de la série charnockitiques, selon Tobi (1971) et Streckeisen (1967).
- 5 . Coupe géologique à travers les Iles Lofoten Vesterålen et la région de Narvik.
- 6 . Coupes à travers la région de Hamarøy-Tysfjord.
- 7 . Carte bathymétrique de la marge continentale de la Norvège au niveau des Lofoten-Vesterålen (I.K.U).
- 8 . Coupes géologiques dans Austvågøy.
- 9 . La plate-forme continentale dans la région des Lofoten-Vesterålen.
- 10 . Coupe géologique d'Andøy et du fossé de Ramså-Andfjord.
- 11 . Moskenesøy, l'est de Flakstadøy et la gouttière du Sundstrøm.
- 12 . Reliefs de style monoclinale sur la retombée du verrou paragneissique du Solbjørvatn.
- 13 . Coupes géologiques dans Moskenesøy et Flakstadøy.
- 14 . Série de blocs-diagrammes de Flakstadøy.
- 15 . Mise en valeur du contact des paragneiss svécocaréliens et des mangérites sur la côte sud d'Austvågøy à l'est de Svolvær.
- 16 . Le Hustind et le replat du Rødliheia, sur la façade ouest de Flakstadøy.
- 17 . Le massif du Lamlitind-Kliftra, dans l'ouest de Hadseløy.
- 18 . Coupe géologique dans Langøy et Hadseløy.
- 19 . Reliefs de style monoclinale sur le flanc SE del'Eidsfjord (Langøy, lobe de Sortland).
- 20 . Hadseløy : la surface principale d'aplanissement partiel des Lofoten et ses reliefs résiduels.
- 21 . Dispositifs stratiformes dans la paroi sud du Jenndal (Gimsøy) et dans la paroi NW du Kjeldal (Vestvågøy, massif d'Eggum).
- 22 . Le couloir de Borge-Leknes, vers l'ENE depuis l'Holandsmælen (Vestvågøy).
- 23 . Coupes géologiques dans Vestvågøy et Gimsøy.
- 24 . La vallée et le replat barré de Mærvold (Vestvågøy).

- 25 . Le Væggen et le Vikspollen, vers le NW depuis le Holandsmælen
- 26 . Le Kartfjord (Vestvågøy).
- 27 . Mise en valeur des contrastes lithologiques sur le strandflat, au niveau des formes d'échelle moyenne ou de détail.
- 28 . Le nord-ouest de Gimsøy et le Hoven, vers le NW depuis le Vinjeaksla.
- 29 . Le bassin du Sundklakkstrøm, vers l'WSW depuis le Vinjeaksla (Gimsøy).
- 30 . Coupes géologiques dans l'ouest de Langøy
- 31 . La plaine intérieure de Langøy.
- 32 . Coupes schématiques dans quelques reliefs du bassin intérieur de Langøy ouest.
- 33 . Carte des grandes unités géologiques et croquis de localisation de la Norvège centre Sud.
- 34 . Le Lovatn et l'Oldervatn.
- 35 . La tête du Lustrafjord, le Fortunsdal et l'ouest du Jotunheim.
- 36 . Carte simplifiée des Calédonides scandinaves, d'après Prost.
- 37 . Coupes dans les Calédonides du Sogn-Jotun.
- 38 . Carte géologique du domaine des Gneiss de l'Ouest de la Norvège méridionale.
- 39 . Série de coupes géologiques dans la bordure NW de la Nappe du Jotun.
- 40 . Structures et reliefs d'échelle moyenne et de détail sur le rebord SE du massif gneissique du Jostedalsbre, autour de Sogndalsdal.
- 41 . Les corniches multiples du Navarset et du Tylde Ringen.
- 42 . Contours du Faltungsgaben et topographie du socle sous les Calédonides du Sogn-Jotun, d'après Hossack et Liestol.
- 43 . Coupes dans les sédiments au N et SE de la nappe du Jotun.
- 44 . Coupes schématiques de détail dans la bordure N et NW de la nappe du Jotun.
- 45 . Diagramme triangulaire et terminologie des roches du Jotun.
- 46 . Les confins ouest et sud-ouest du domaine des gneiss à pyroxènes de la nappe du Jotun.
- 47 . Structures stratiformes plissées et lentilles de roches ultrabasiqes dans le sud du Jotunheim des gneiss à pyroxènes.
- 48 . Coupes géologiques dans le sud du Jotunheim autour du lac Tyin.
- 49 . Hypothèses sur la mise en place du complexe du Jotun.
- 50 . Carte des anomalies de Bouguer dans le Jotunheim et ses environs.
- 51 . Cartes paléographiques montrant l'origine des grandes unités charriées des Calédonides.

- 52 . Carte des structures calédoniennes tardives, "post-nappes" dans le sud norvégien, d'après Guézou.
- 53 . Coupes dans le Sogn-Jotun à travers le Sunnfjord et le Jostedalsbre et au sud du Sognefjord.
- 54 . Croquis des "fly" et des vallons dissymétriques du versant ouest du massif du Kvitingskjølen.
- 55 . Le rebord nord du massif du Kvitingskjølen au niveau du Heimfjell.
- 56 . Gorge de raccordement de la Visa avec le Bøverdal.
- 57 . Le Smådal.
- 58 . Le replat de 1400m dans le flanc ouest du Leirdal en avant de Leirvassbu.
- 59 . Reliefs stucturaux et formes de sculpture glaciaire dans le Jotunheim des gneiss à pyroxènes.
- 60 . Coupes géologiques dans le Jotunheim méridional.
- 61 . Reliefs monoclinaux sur le front oriental de la nappe du Jotun.
- 62 . Les plateaux du Jotunheim méridional et du Valdres.
- 63 . Coupes géologiques aux confins SE et E du Jotunheim des gneiss à pyroxènes et dans la fenêtre du Sjodal.
- 64 . Le couloir du Sjodal, à ses extrémités sud et nord.
- 65 . Le Sognefjord
- 66 . Coupes schématiques dans le secteur du Sognefjell et de l'extrémité SW du couloir du Bøverdal.
- 67 . Le Bøverdal.
- 68 . Le couloir de l'Ottadal et ses abords dans la région de Lom.
- 69 . Reliefs structuraux du couloir de l'Ottadal sous le front NW de la nappe du Jotun.
- 70 . L'Ottadal en aval de Lom.
- 71 . La fenêtre de Beito et ses abords.
- 72 . Le verrou sud du lac Tyin et la corniche du Jotunheim au-dessus du Begnadal.
- 73 . Le rebord oriental et méridional du Jotunheim.
- 74 . La cuvette du lac Tyin.
- 75 . Profils des vallées et stucture dans le Jotunheim des plateaux.
- 76 . La mise en valeur du contact Jotun-socle précambrien dans le Lærdal en face de Lærdalsøyri et au débouché de l'Oftedal .
- 77 . Le réseau du Bergsdal et du Nærøydal .
- 78 . Carte des réseaux de fractures en Norvège du sud, d'après les images Landsat.
- 79 . Le Barsnesfjord-Sogndalsfjord et la structure.
- 80 . Croquis du Sognefjord et des régions montagneuses qui s'étendent au nord.

- 105 . La déglaciation du Sjudal (Jotunheim oriental).
- 106 . Variations altitudinales de la ligne d'équilibre des glaciers en Norvège du sud depuis la fin du Tardiglaciaire.
- 107 . Les formes de défonçage du fjell et la structure.
- 108 . Circulations karstiques sur la bordure NW de la nappe du Jotun.
- 109 . Coupes schématiques des reliefs de détail dissymétriques du plateau sommital du Høgbrothøgdi (Jotunheim et du plateau du Justadheia (Vestvågøy).
- 110 . Modelés rocheux du plateau du Holandsmaelen (Vestvågøy).
- 111 . Schéma théorique des phénomènes d'abrasion sur les mica-schistes à lits quartzeux.
- 112 . Le Møntind (Flakstadøy).
- 113 . Schéma théorique de la zonation dynamique sous les inlandsis, sur un relief de hauts plateaux, sur une région basse, et sur un continent au relief accidenté.
- 114 . Courbes des variations thermiques dans les inlandsis antarctique et groenlandais.
- 115 . Modelés rocheux des plateaux à la périphérie du Jotunheim.
- 116 . La base de l'escarpement oriental du Tessfjell, empâtée par la moraine de fond.
- 117 . Coupe dans un dépôt fluvioglaciaire du replat de Beito.
- 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.
- 119 . Modelés périglaciaires sur les hautes surfaces à blocs du Jotunheim des gneiss à pyroxènes.
- 120 . Altération pénétrante dans le rebord du plateau troctolitique Nusfjord (Flakstadøy).
- 121 . Modelés de désagrégation sur le plateau basique de Flakstadøy, près de Nusfjord.
- 122 . Régolites et formations déplacées des plateaux mangéritiques de Vestvågøy et de Hadseløy.
- 123 . Cirques glaciaires suspendus de Hadseløy.
- 124 . Morphométrie des cirques glaciaires et caractéristiques dynamiques des glaciers de cirque.
- 125 . Le cirque est du Stortind (Flakstadøy).
- 126 . Les expositions des cirques glaciaires de Laponie, du Jotunheim et des Lofoten-Vesterålen.
- 127 . Le cirque du Sundsheia (Vestvågøy) et sa moraine frontale.
- 128 . Cirques en van de la périphérie du Jostedalsbre.
- 129 . Le cirque complexe du Riingsbre (massif des Hurrungane).
- 130 . Cirques glaciaires dans les gneiss à pyroxènes du haut Jotunheim.
- 131 . Vallées cirques des Iles Lofoten-Vesterålen.

- 81 . Carte des précipitations en Norvège, avec diagrammes ombrothermiques.
- 82 . Carte des amplitudes thermiques annuelles au niveau 850 mb et à 2m au-dessus du sol.
- 83 . Courbes des précipitations dans quatre stations des Lofoten-Vesterålen.
- 84 . Coupe biogéographique et morphoclimatique du Sogn-Jotun, avec diagrammes ombrothermiques.
- 85 . La limite de glaciation et sa disposition dans la chaîne des Scandes.
- 86 . Exposition des glaciers à l'intérieur des différents bassins-versants du Sogn-Jotun.
- 87 . La zone frontale du Storbe (Leirdal - massif du Smørstabb, Jotunheim occidental).
- 88 . Carte schématique de l'Europe du nord et du nord-ouest lors de l'interglaciaire éémien.
- 89 . Carte des inlandsis et des grands glaciers pleistocènes d'Europe septentrionale, centrale et occidentale.
- 90 . Fluctuations des teneurs en ^{18}O à Camp Century (Groenland) pour les 80 000 dernières années.
- 91 . Cartes paléo-océanographiques de l'Atlantique nord.
- 92 . L'inlandsis weichselien.
- 93 . Carte de l'englacement et de la déglaciation des Iles Lofoten-Vesterålen.
- 94 . Profils transversaux au niveau d'Andøy, de Langøy et de Vestvågøy, et profils longitudinaux des surfaces des planchers glaciaires de différents glaciers du Grønland, de l'Antarctique et de Norvège.
- 95 . Les constructions tardiglaciaires de Vikten (nord de Flakstadøy).
- 96 . Caractéristiques de l'englacement weichselien et déglaciation du Sogn-Jotun.
- 97 . Diagramme de zones de rivage équidistantes des Lofoten-Vesterålen.
- 98 . Dépôts de front glaciaire en mer, et dans les lacs.
- 99 . Dépôts glaciaires frontaux et rivages soulevés sur Hadseløy.
- 100 . Les rivages soulevés et la moraine de Bø (Vestvågøy).
- 101 . Orientation des cirques des Lofoten-Vesterålen présentant des moraines frontales d'âge Tardiglaciaire.
- 102 . Courbes paléoclimatiques du Troms et des Vesterålen au Tardiglaciaire.
- 103 . Ramberg et la façade NW de Flakstadøy.
- 104 . Les replats et le dépôt de la partie aval du Bøverdal.

- 132 . Les Himmeltindene et le cirque glaciaire complexe du Mørkdalsvatn.
- 133 . Types de parois de cirques dans les montagnes des Lofoten-Vesterålen.
- 134 . Profils longitudinaux de cirques glaciaires et structure.
- 135 . L'auge de transfluence de Napp-Vareid (Flakstadøy).
- 136 . Profil longitudinal du Visdal (Jotunheim) avec ses principaux affluents.
- 137 . L'Austerdalsbre et sa zone frontale
- 138 . Le Brigsdalsbre, cascade de séracs dévalant un "bout du monde" aux parois lisses depuis la calotte du Jostedalsbre.
- 139 . Le Fjaerlandsfjord et le Suphellebre.
- 140 . Versants structuraux et auges glaciaires du Sogn.
- 141 . Versants d'auges à corniche structurale sommitale.
- 142 . Versants à diaclases courbes et calibrage des auges glaciaires autour du Jostedalsbre.
- 143 . Verrous et ombilics de la vallée de Veitastrond en aval de Kvam.
- 144 . Versants à diaclases courbes et structure: profils schématiques.
- 145 . Le versant à diaclases courbes du Jenskarnbotn.
- 146 . La paroi nord du Hellskartind (Austvågøy).
- 147 . Modelés de raclage et profilage glaciaires sur les basses terres de Vestvågøy et Langøy.
- 148 . Modelés glaciaires dissymétriques et formes d'arrachement sur les reliefs rocheux peu élevés de Vestvågøy.
- 149 . La colline mangéritique de Våje (côte ouest de Vestvågøy).
- 150 . L'Offersøkkammen (Vestvågøy).
- 151 . Abrupts de type versant d'auge le long des fjords EW et de la façade NW de Vestvågøy.
- 152 . La Malnestind (Langøy ouest).
- 153 . Modelés et systèmes de diaclases dans les abrupts externes des Lofoten-Vesterålen.
- 154 . Diaclases et modelés dans les deux abrupts côtiers de Vestvågøy.
- 155 . Reliefs rocheux en base de versant, sur les rives de fjords.
- 156 . Vallées glaciaires et aménagements torrentiels.
- 157 . Types de parois faiblement marquées par l'évolution subaérienne dans les mangérites des Lofoten.
- 158 . Cônes d'éboulis et cônes mixtes à la base des abrupts côtiers des Lofoten.
- 159 . "Rasskars" et glaciers de niche.
- 160 . Types de cônes et de langues d'avalanches, selon Rapp.
- 161 . Eboulis, dépôts d'avalanches et remparts de névé.

- 162 . Le Sjøbergfjell (façade ouest de Langøy).
- 163 . Accumulations à blocs et encoches littorales sur la façade NW de Vestvågøy.
- 164 . Empâtement des bases de versants d'auges dans le Breheim et le Jotunheim des plateaux
- 165 . Carte des dépôts et formations quaternaires du Sjødal moyen.
- 166 . Mangérites et orthogneiss monzonitiques altérés au fond du "cirque" d'Utakleiv (Vestvågøy).
- 167 . Modelés des gabbros à l'extrémité sud du massif de Selvåg.
- 168 . Modelés d'altération dans les cols de diffluence de Vestvågøy.
- 169 . Modelés d'altération à la tête du Rålsfjord (Vestvågøy) dans des mangérites cataclasées et des orthogneiss.
- 170 . L'alvéole du Kjønnndalen (Vestvågøy).
- 171 . La dépression de Tangstad-Klepstad et le replat de Borge: modelés d'altération et de récurage dans les roches mangéritiques de Vestvågøy.
- 172 . Raclage glaciaire et altérites sur Vestvågøy et Hadseløy.
- 173 . Arènes et modelés à diaclases courbes dans le versant nord du vallon de Mærveld (Vestvågøy).
- 174 . Arènes dans un vallon transversal de l'échine mangéritique des Meine (Vestvågøy).
- 175 . Altération des roches monzonitiques sur les basses plates-formes raclées des rives du Vestfjord.
- 176 . La coupe de Hol-Bergsdalen (Vestvågøy).
- 177 . Les Borg-pollene et le couloir de Borge.
- 178 . Arènes sur les basses topographies bosselées du couloir de Borge-Leknes (Vestvågøy).
- 179 . Arènes sur mangérites dans le fond du couloir de Borge-Leknes, à Rise (Vestvågøy).
- 180 . Altération ménagée des mangérites dans la concavité de raccord entre le plateau oriental de Hadseløy et la plaine littorale.
- 181 . Arènes probablement héritées dans le sud-est du Hadseløy, sur mangérites.
- 182 . Altération d'orthogneiss monzonitiques riches en biotite au sein de la moraine de fond, à Sandvikneset (Vestvågøy).
- 183 . Diffractogrammes RX dans la fraction $< 2 \mu$ des échantillons de mangérite arénisée.
- 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 et 57 au Centre de Géomorphologie de Caen.
- 185 . Types de strandflats dans l'archipel des Lofoten-Vesterålen.
- 186 . Strandflats des parties occidentales de l'archipel des Lofoten-Vesterålen.

- 187 . Strandflats de la rive sud du lobe de Sortland (Langøy).
- 188 . Strandflats de l'est de Hadseløy.
- 189 . Strandflats des abords des grandes auges de la façade NW des Lofoten.
- 190 . Banquettes rocheuses de rive de fjord ou de détroit sur Vestvågøy et Gimsøy.
- 191 . Strandflats du sud de Hadseløy.
- 192 . La paroi nord du Hammesfjell et la racine du strandflat de Buvåg.
- 193 . Strandflats et banquettes sur la façade sud des Iles Lofoten.
- 194 . Strandflats du SE de Vestvågøy.
- 195 . Littoraux de la façade W de la péninsule gabbroïque de Selvåg.
- 196 . Profils schématiques du strandflat du NW de Hadseløy.
- 197 . Strandflat et dépôts littoraux soulevés de Laukvik (Austvågøy)
- 198 . Banquettes rocheuses sur la côte ouest de Langøy.
- 199 . Directions des vents dans l'archipel des Lofoten.
- 200 . Action des vagues au rivage.
- 201 . Rivages soulevés et cordon d'Eggum
- 202 . La remontée eustatique post-glaciaire et ses effets.
- 203 . Modelés littoraux autour de Tåen et du Væggen.
- 204 . Rivages soulevés de la pointe de Flesa et du Vikspollen(Vestvågøy).
- 205 . Falaises et talus de sapement sur la façade NW d'Austvågøy.
- 206 . Encoches littorales des Lofoten externes.
- 207 . Grottes marines soulevées sur Vestvågøy et sur la façade ouest de Hadseløy.
- 208 . Rivages soulevés de Kvalnes (Vestvågøy).
- 209 . Estrans rocheux de Gimsøy et Vestvågøy.
- 210 . Estrans à marques de gélifraction sur Vestvågøy et Langøy.
- 211 . Désagrégation et altération littorales sur Vestvågøy et Flakstadøy, en situation abritée.
- 212 . Formes d'érosion littorale au SW du Hoven (Gimsøy) sur le Vikspollen.
- 213 . Basses terrasses littorales à l'extrémité sud du Møklandsfjord (Langøy) et sur la rive SE de l'Offersøpollen à Hestneset.
- 214 . Dépôts meubles et formes littorales dans la baie de Bø-Sandøy.
- 215 . Remaniement littoral de formations morainiques.
- 216 . Plages soulevées et accumulations glaciaires ou de bas de versant au SW d'Eggum.
- 217 . Rivages soulevés et accumulations morainiques sur la façade NW de Flakstadøy, profils schématiques.

- 218 . Littoraux de la baie d'Unstad (Vestvågøy).
- 219 . Plages et colmatages des façades occidentales de Vestvågøy et de Langøy.
- 220 . Systèmes de rivages à Sandvikneset.
- 221 . Le delta de Strøm (Nesje, Vestvågøy).
- 222 . La genèse du strandflat , selon Klemsdal.
- 223 . Mangérite à texture porphyrique , du massif du Skottind
- 224 . Mangérite cataclasée, de l'échine de Meiene.
- 225 . Gabbro partiellement cataclasé, affecté par un début de métamorphisme rétrograde
- 226 . Orthopyroxénite à texture de recuit.
- 227 . Gneiss œillé à texture porphyroblastique de l'Austerdal.
- 229 . Troctolite de Napp .
- 230 . Anorthosite cataclasée et trondhjémite su massif du Sogn.
- 231 . Orthogneiss monzonitiques des Lofoten-Vesterålen.
- 232 . Roches écrasées de la partie SE de la nappe du Jotun.
- 233 . Gneiss œillé cataclasé de la bordure est de la nappe du Jotun.
- 234 . Sparagmite du Valdres.
- 235 . Orthogneiss mylonitisé de la base dans la formation d'Oy.
- 236 . Coupe schématique dans le sud du Bourrelet scandinave, entre Romsdalsfjord et le lac Mjøsa.
- 237 . Schéma théorique de l'élaboration des aplanissements du Valdres.
- 238 . Profils longitudinaux du Sognefjord, du "pré-Sogn" hypothétique, et à titre de comparaison, du Minho.
- 239 . Carte de la surface - enveloppe du bourrelet scandinave.
- 240 . Grandes zones séismotectoniques de Fennoscandie
- 241 . Bathymétrie de l'est de la Mer du Nord et coupe géologique schématique EW par 61° 10' N.
- 242 . La marge continentale norvégienne d'après Sellevoll.
- 243 . Profil schématique à travers le sud du Bourrelet scandinave, de la Mer du Nord au Fossé d'Oslo.
- 244 . Le domaine arctique et nord-atlantique et ses systèmes de rifts au Mésozoïque.
- 245 . Structure de la mer du Nord : carte et profils géologiques.
- 246 . La faille de Pärvie : néotectonique tardiglaciaire et holocène en Laponie suédoise.
- 247 . Coupes dans la marge norvégienne.
- 248 . Coupe dans le bourrelet scandinave au niveau du Helgeland, du plateau de Vøring à la Suède.

- 249 . Coupe dans le bourrelet scandinave au niveau des Lofoten externes.
- 250 . Hypothèses sur le soulèvement du bourrelet scandinave et l'établissement des drains recoupant la ligne de faite.
- 251 . Schéma synthétique de la succession stratigraphique dans le nord de la Mer du Nord, à l'emplacement du Viking Graben.
- 252 . Carte du toit du socle précambrien en Norvège méridionale.
- 253 . Carte du Moho en Fennoscandie.
- 254 . Carte des anomalies de Bouguer dans l'ouest fennoscandien.
- 255 . Répartition des dépôts dévoniens et downtoniens dans le domaine nord-atlantique tel qu'il était structuré à la fin de l'orogénèse calédonienne.
- 256 . Grands traits structuraux de la Mer de Norvège et du Groenland.
- 257 . Mécanismes du soulèvement des lèvres d'un rift.
- 258 . Mécanismes du soulèvement du bourrelet scandinave par suite de l'advection profonde de matériel asthénosphérique.
- 259 . Modèle de la surrection d'un bourrelet marginal par suite d'un amincissement du manteau lithosphérique continental sous l'effet du relèvement de la température.
- 260 . L'extrémité sud du bourrelet scandinave.
- 261 . Profils schématiques à travers la Norvège, du Møre au lac Mjøsa, montrant un essai de reconstitution de l'évolution morphotectonique du sud du bourrelet scandinave.
- 262 . Géologie et évolution morphotectonique de la région des Lofoten-Vesterålen.

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

- 1 . La façade ouest de Moskenesøy et le Bråsråstind.
- 2 . Pics, plateaux et strandflat du lobe de Sortland (Langøy).
- 3 . Le couloir de Borge Leknes et le strandflat de Nesje (Vestvågøy).
- 4 . Othogneiss monzonitiques arénisés près du cimetière de Presteid.
- 5 . Le sud-ouest de la dépression de Leknes et le Buksnesfjord.
- 6 . Reliefs monoclinaux dans les paragneiss de la gouttière du Sundstrøm (Flakstadøy).
- 7 . Le centre et l'ouest de Flakstadøy.
- 8 . Nusfjord et le cirque du Mørkedal (Flakstadøy).
- 9 . Le plateau basique de Napp (Flakstadøy).
- 10 . Le plateau ondulé du Storheia (Hadseløy) et le Møysalen (Hinnøy).
- 11 . La retombée nord de Hadseløy et le cirque de Bervik.
- 12 . La carrière de Haugen et le Hammerøskaftet.
- 13 . Le bassin des Borgepollene et le Hellfjell.
- 14 . Le bassin de Leknes, l'Offersøkammen et le nord de Flakstadøy.
- 15 . Les plateaux mangéritiques des lobes de Stamsund et de Mortsund et le Storfjord (Vestvågøy).
- 16 . L'auge et le col d'Unstad (Vestvågøy).
- 17 . Le Kjønnadal (Vestvågøy).
- 18 . La faille de l'Olderfjord à Vikjorden (Vestvågøy).
- 19 . Le massif migmatitique d'Utskår et la plaine intérieure de Langøy.
- 20 . Le Skata et le Storskata.
- 21 . Le plateau du Spikerheia et les massifs occidentaux de Langøy.
- 22 . La faille de Laerdal-Gjende, sous le Breidkvamnosi.
- 23 . La paroi nord du Veslegjuvbre (massif du Galdhøpiggen).
- 24 . Superposition anorthosites (blanches) sur mangérites (sombres) près de la confluence de l'Aurlandsfjord et du Nærøyfjord.
- 25 . Dyke de trondhémite dans un complexe plissé d'anorthosites et de lits d'amphibolites, près de Kaupanger (Bjørk).
- 26 . La retombée SE du Jostedalsbre autour du Sogndalsdal.
- 27 . Le rebord SE du Hestbrepiggen
- 28 . Breniba et Lodalskåpa.
- 29 . Le Breheim.

- 30 . Le Greinbre.
- 31 . Le massif du Lomseggen et le Bøverdal
- 32 . La tête de l'Austerdalsbre
- 33 . Le haut Sprangdal (Breheim).
- 34 . Le massif du Kvitingskjølen et la Skjenarvollan.
- 35 . Le pointement de pyroxénites du Kvithø.
- 36 . Le massif du Glittertind
- 37 . Le Galdehø et le cirque du Juvatn .
- 38 . Le Jotunheim central.
- 39 . La massif du Knutsholstind, le couloir de Tyin-Gjende et le Jotunheim méridional
- 40 . Le rebord sud du Jotunheim des gneiss à pyroxènes autour du store Mjøkedalsvatn.
- 41 . Le massif Heimdalshø-Refjell et l'Okskampen.
- 42 . Le Rauddal et le Jotunheim central.
- 43 . Le Storebjørn et le Geiti.
- 44 . La vallée et le couloir de l'Utladal.
- 45 . Le couloir de Tyin-Gjende et Eidsbugarden.
- 46 . Le Valdresfly
- 47 . Le couloir du Bøverdal et le rebord nord-ouest du Jotunheim.
- 48 . Le Sognefjell et le Fannaråki.
- 49 . Phyllonites amphibolitiques et feldspathiques de base de la nappe du Jotun.
- 50 . Le Bøverdal à Galdesand.
- 51 . L'Ottadal en amont de Lom.
- 52 . La face est et l'éperon sud-est du Bitihorn.
- 53 . La fenêtre de Beito et le Bitihorn.
- 54 . Le Heklefjell (Valdres).
- 55 . La base du versant NW des Soleitindene et les mylonites du Berdalsfjell.
- 56 . Store Slettedalsvatn et Ingebjørgsfjell.
- 57 . Seimdal, Årdalsfjord et plateau du Høganosi.
- 58 . Galdetjørn et store Galden.
- 59 . La corniche sud du Mannsbergi .
- 60 . Le Tyedal.
- 61 . Le Sognefjord et la haute cuvette de Kaupanger.
- 62 . Le Lustrafjord et Urnes
- 63 . Anorthosites mylonitisées dans la concavité de raccord du Storhaugfjell avec le replat de l'aéroport de Sogndal.

- 64 . La gradin de confluence du Feigedal et du Lustrafjord
- 65 . Le Gaupnefjord et le Molden
- 66 . Molland et le Solvornnipa
- 67 . Le glacier de cirque suspendu du Skåla, et Oppstryn.
- 68 . Le Kjenndalsbre
- 69 . Le Nigardsbre.
- 70 . Les pics de Smørstabb
- 71 . Les glaciers supendus de la face nord du Steindalsnosi.
- 72 . Petits glaciers de cirque et névés sur la retombée est du Rasletind.
- 73 . Le glacier est des Høgvagltindene et le Høgvaðglurdi
- 74 . Le Glitterholet et le Glittertind.
- 75 . Vestiges du Geitåbre, sur la retombée du Hestbrepiggan.
- 76 . La moraine frontale et la plage de Nykvåg
- 77 . Le rebord ouest du plateau sommital du Bufjell.
- 78 . Bloc erratique et modelés d'altération sur le plateau ouest du Holansmælen
- 79 . Stries glaciaires sur les micaschistes quartzeux du Reppanipa.
- 80 . La langue d'éboulement des Storurtindene.
- 81 . Le dépôt morainique de front d'inlandsis de Storviken.
- 82 . La façade NW du massif d'Eggum (Vestvågøy).
- 83 . Les dépôts frontaux du Heimerdal (Eggum, Vestvågøy).
- 84 . La moraine terminale du cirque est du Kangerufjell.
- 85 . Le Skottind, le cirque du Lågvatn et Ballstad.
- 86 . Le rempart de névé du Trollan et le Tissen.
- 87 . Sol polygonal fossile sur l'Apnesfjell.
- 88 . Le delta soulevé de Moen.
- 89 . Modelés de déglaciation à la tête du Heimerdal, sous le rebord du Valdresfly.
- 90 . Terrasses d'obturation et deltas étagés du Skakadal
- 91 . Le flanc NW du Blåtind (Vestvågøy).
- 92 . Le Galdehø et le Gjuvfly.
- 93 . Jostedalsbre, Sognefjord et Jotunheim.
- 94 . Le rebord arrondi du Galdehø
- 95 . Le plateau des Hamrane.
- 96 . Puits s'ouvrant sur le ruisseau souterrain du fjell de Nettoseter
- 97 . Désagrégation granulaire sur les orthogneiss œillés du Blåfjell
- 98 . Les marges de l'annexe ouest du Greinbre et le Mørkrisdal.
- 99 . Roche moutonnée sur les micaschistes quartzeux à grenats, à Liarstøl.

- 100 . Corniche sparagmitique sur le Heklefjell (Valdres).
- 101 . Roche moutonnée anorthositique sur le plateau oriental de Flakstadøy.
- 102 . Gélifraction des gneiss du Justadheia.
- 103 . Nappe de blocaille sur le flanc nord d'une croupe trondhjémite près du col de Kletta .
- 104 . Champ de pierrailles sur le fjell à l'est de Krossbu.
- 105 . Mise en relief d'un filon de pyroxénite sur une roche moutonnée anorthositique du plateau oriental de Flakstadøy.
- 106 . La partie aval du Smådal.
- 107 . Formes et dépôts de glace morte (kames, kettle) sur le Veslenuten .
- 108 . Altération superficielle et "déterrations" sur des blocs erratiques de gneiss à pyroxènes dans le Smådal à Smørli .
- 109 . Sols figurés sur le fond et les rives d'un laquet du Heklefjell.
- 110 . "Pente à blocs" sur le flanc nord des Soleitindene.
- 111 . Le Kyrkja ("l'Eglise").
- 112 . Le versant NW du Rupknuben.
- 113 . Rebord d'une coulée de blocaille sur le flanc sud du Juvasshø.
- 114 . Corniches de roches mylonitisées et coulées de blocaille dans le flanc est du Mathamarskarven.
- 115 . Sol strié dans le versant nord du Belgjenosi.
- 116 . Le champ de blocs sommital du Belgjenosi et le Mugnetind.
- 117 . Filon de mangérite microgrenue déchaussé au sein des anorthosites du plateau du Fiskén.
- 118 . Tor mangéritique à l'extrémité sud du plateau de la Bøvetta.
- 119 . Le Jostedal à Flatejord .
- 120 . Le cirque du Store Trastadalsvatn et le Synnøveskjer.
- 121 . Le Hindnubban et le Veodal.
- 122 . Le Fillefjell et le Sluttedal.
- 123 . Le massif du Skrådalstind, Borge et le Slydal.
- 124 . Reine et le Kirkefjord.
- 125 . Cirque suspendu dans le versant est du Skjelfjord.
- 126 . Le cirque complexe de Brenna.
- 127 . Le cirque glaciaire du Ristind.
- 128 . Le Bunesfjord et le Kirkefjord.
- 129 . Le complexe morainique terminal du Storbre et le Leirdal.
- 130 . Le front du Nigardsbre en août 1976.
- 131 . La zone frontale de l'Austerdalsbre.
- 132 . L'émissaires de l'Austdalsnubsbre.

- 132 . L'émissaire de l'Austdalsnubsbre et la calotte du Vivakulen.
- 133 . Le Sognefjord et la pointe de Revsnes.
- 134 . Le Tyadal et le verrou de micaschistes du lac Torolmen.
- 135 . Cannelures glaciaires sur la face amont du verrou anorthositique de Fimreite.
- 136 . L'Aurlandsfjord.
- 137 . Le Nærøydal.
- 138 . Paroi à diaclases courbes et couloir de fracture dans le versant est du Skjelfjord au sud du Mosestind.
- 139 . L'éperon NW du Festvågind.
- 140 . Le Fortunsdal et la cascade du Furuåsen.
- 141 . Le contact socle-sédiments à l'est du lac Fleinsendin.
- 142 . Le bassin central de Langøy ouest entre le Jørgenfjord et Kråkeberget.
- 143 . Le strandflat de Ramberg.
- 144 . Diaclases de décompression sur les orthogneiss monzonitiques du strandflat de Valberg.
- 145 . Pointement migmatitique à la base de collines dominant le strandflat de Ramberg.
- 146 . Jørgenfjord et Vesterålsfjord.
- 147 . Bloc erratique sur la retombée nord du plateau noritique de Napp.
- 148 . L'extrémité sud du massif de Kvalnes et l'Alstadpollen.
- 149 . Face nord du Vaeggen.
- 150 . Gorge dans le haut Fortunsdal en aval de Nørstedalseter.
- 151 . Formes "onduleuses" (P-forms) dans la gorge du verrou orthogneissique de l'Åsen.
- 152 . La plaine fluvioglaciaire du Leirdal-Tunsbergdal.
- 153 . Grande coulée boueuse dans le flanc est du Fardal près d'Årsete.
- 154 . Niche d'arrachement dans la moraine de fond revêtant la base du Heggjeberg.
- 155 . Eboulement dans la paroi ouest du Nærøyfjord près de Naerøy.
- 156 . Le versant est du Vetlefjorddal.
- 157 . La paroi ouest de l'auge de Ramberg-Skjelfjord.
- 158 . Cône mixte à la base du Vollandstind.
- 159 . Le flanc ouest de l'Austerdal au nord de Vårstøl.
- 160 . La paroi SW et le strandflat de Lille Molla.
- 161 . Les "rasskars" du Bleia et le Sognefjord.
- 162 . "Rasskars" dans la paroi est du Fortunsdal au SE de Bjørk.
- 163 . Versants "rainurés" du Kyrkjeglupen et le haut Visdal.

- 164 . Cône d'éboulis dans la face SW de l'Anstadnyken.
- 165 . La face sud du Klevheia et la baie d'Unstad.
- 166 . Le strandflat de Nesje et la retombée NE du massif d'Eggum.
- 167 . Le Leirungsdal et le Høgdebrotet.
- 168 . Le flanc nord du Smådal sous le Grotåfly.
- 169 . Gabbros altérés dans le col de diffluence du Bufjell.
- 170 . Arènes à boules sur les mangérites cataclasées du couloir de Langbakk-Vasseng.
- 171 . Orthogneiss altérés sur la retombée ouest du col de Hage.
- 172 . Verrou de mangérites cataclasées, barrant l'alvéole du Kjønnadal.
- 173 . Arène "dermique" dans les mangérites de Sortland.
- 174 . Migmatites altérées, avec début de formation de boules, à l'est de Myrvold.
- 175 . Orthogneiss arénisés sur le strandflat de Tranøy.
- 176 . Mangérites arénisées sous la moraine de fond près du Lilandsvatn.
- 177 . Arène à boules dans les orthogneiss monzonitiques de Hamarøy, à Haugen.
- 178 . Mangérites arénisées dans le versant SE du Hadselås.
- 179 . Arènes sur mangérites à la base de l'abrupt dominant le strandflat de Melbu.
- 180 . Résultat des expériences de gélifraction menées au Centre Géomorphologique de taen sur l'échantillon 75-348.
- 181 . Banquette rocheuse de la pointe de Hamnenes, sur la rive droite du Sognefjord, entre Lavik et Vadheim.
- 182 . Les strandflats de Nesland et de Sund.
- 183 . Banquette rocheuse sur la rive est du Henningsvaerstrøm.
- 184 . Fond de cirque et strandflat à Justad.
- 185 . Jardin d'écueils à Steine, au pied du Steinetind.
- 186 . Strandflat au pied du Dalstind
- 187 . Jardin d'écueils à Ørsvåg.
- 188 . Le strandflat de la façade occidentale de Hadseløy.
- 189 . La falaise morte et le platier soulevé de Flesa.
- 190 . La plate-forme d'abrasion soulevée de Kangeruren.
- 191 . La paroi ouest du Middagstind.
- 192 . La face NW du Skolmen.
- 193 . Le Vaeggen et Utakleiv.
- 194 . Sandvik et Engenyken.
- 195 . La falaise morte et les platiers d'yt Barstrand.

- 196 . Les rivages soulevés de Delp et le Matmoderen.
- 197 . Couloir de fracture à marques de façonnement marin au pied du Dalstind.
- 198 . Systèmes de rivages soulevés du Dalsind.
- 199 . Estran à blocs près de Finsaeter.
- 200 . La falaise de la pointe de Kvalnes.
- 201 . Cordon de galets de + 11m et estrans rocheux à Sandvikneset.
- 202 . Encoche littorale près de Nesje.
- 203 . Désagrégation littorale des mangérites à Ballstad.
- 204 . La falaise soulevée de Hov.
- 205 . Estrans à blocs et galets près de Gimstad.
- 206 . Ancien vallum morainique sous-marin au pied du Kangeruffjell.
- 207 . La moraine terminale de l'Utdal et le Klevheia.
- 208 . Talus de sapement et plage soulevées sur le front du glacier rocheux de base de paroi du Heimerdal.
- 209 . Le cordon de galets d'Eggum, 400 m en avant de la face nord de l'Eggumsaksla.
- 210 . La plage et les dunes de Haukland-Vik.
- 211 . Les plages et le cordon littoral soulevés de Hov.
- 212 . Cordon de galets soulevé du Molandsvik
- 213 . La plage soulevée de Petvik.

T A B L E A U X

Chapitre I

- 1 - Chronostratigraphie du Bouclier baltique, d'après Point(1977) Berthelsen (1980, Oftedahl (1980)
- 2 - Composition moyennes des migmatites des Lofoten Vesterålen d'après Griffin *et al*, 1978.
- 3 - Conditions de cristallisation des roches mangéritiques des Lofoten
- 4 - Subdivisons géochimiques des intrusions mangéritiques des Lofoten-Vesterålen, d'après Malm et Ormaasen (1978).
- 5 - Compositions chimiques moyennes des roches mangéritiques des Lofoten-Vesterålen.

Chapitre II

- 6 - Tableau des unités calédoniennes, d'après Quenardel, 1977,p.478
- 7 - Tableau des compositions chimiques et modales des gneiss du socle, d'après Skjerlie, 1957.
- 8 - Tableau de classification des roches du Jotun. d'après Battey et Mc Richtie, 1975, légèrement modifié.
- 9 - Tableau des compositions chimiques des roches du Jotun, d'après Emmett, 1982 (p.22), tableau 4.

Chapitre III

- 10 - Types de temps des Iles Lofoten, d'après Mook, p.49.
- 11 - Temperatures moyennes mensuelles et annuelles des Lofoten.
- 12 - Nébulosité des Iles Lofoten, d'après Mook, tableau 10
- 13 - Nature des précipitations et enneigement des Lofoten. Mook, tableau 12.
- 14 - Températures moyennes mensuelles et annuelles du Sogn-Jotun
- 15 - Tableau des cycles gel-dégel, température minimales, ...
- 16 - Tableau stratigraphique du Pleistocène d'Europe du Nord, Lamb 1977, Flint ,1977, Mangerud, 1974, de Lumley, 1976, (courbe paléoclimatique , PICG 1982.

Chapitre IV

- 17 - Résultats des expériences de gélifraction menées au centre de géomorphologie de Caen.

Chapitre V

- 18 - Types de cirques en Laponie suédoise, d'après Vilborg (1977)
- 19 - Analyses d'eau de percolation, plus celles de Tardy (1969)

Chapitre VII

- 20 - Echelle d'altérabilité des minéraux, d'après Tardy (1969)
- 21 - Altération expérimentale d'une anorthosite du Sogn, d'après Birot, 1981, p. 224.

TABLE DES PLANCHES HORS TEXTES

CARTES MORPHOSTRUCTURALES

- 1 - Moskenesøy-Flakstadøy
- 2 - Vestvågøy
- 3 - Hadseøy
- 4 - Langøy
- 5 - Hamarøy
- 6 - Sogndal
- 7 - Lom
- 8 - Tyin-Valdres

CARTES DETAILLEES

- 9 - Kvalnes
- 10 - Gimsøy
- 11 - Stamsund

TABLEAUX ANNEXES

- Analyses d'échantillons rocheux
- Analyses d'échantillons meubles.



TABLE DES PLANCHES hors TEXTES

Chapitre I

17 - ...
1 - Moskensky-Farkstad

Chapitre II

2 - Vestvågøy
3 - Hadseløy
18 - ... (1977)
19 - ... (1969)
4 - Hamarøy

Chapitre III

5 - Sandøy
6 - ...
7 - ...
20 - ... (1969)
21 - ... (1969)

CARTES DÉTAILLÉES

8 - Kvines
10 - Gimøy
11 - Stamsund

TABLEAUX ANNEXES

- Analyses d'échantillons rocheux
- Analyses d'échantillons meubles.



BIBLIOGRAPHIE

- AA A.R., 1982 - Ice movements and deglaciation in the area between Sogndal and Jostedalbreen, western Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 62, p. 179-190.
- AA A.R. et MANGERUD (J.), 1981 - Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordland, Vest-Norge. Norges Geol. Unders., 369, p. 33-75.
- AGRELL (H.), 1979 - The Quaternary of Sweden. Sver. Geol. Unders. Årsbok, 73, nr. 11. 29 p.
- AGRELL (H.), 1980 - The Quaternary of Sweden in C.N.F.G. : Geology of the european countries : Denmark, Finland, Iceland, Norway, Sweden. Dunod, Paris, p. 310-330.
- AHLMANN (H.W. : son), 1919 - Geomorphological studies in Norway. Geogr. Annaler, 1 - 2, p. 3-205 et 193-252.
- AHLMANN (H.W. : son), 1922 - Glaciers in Jotunheim and their physiography. Geogr. Annaler, 4, n° 1. p. 1-57.
- AHLMANN (H.W. : son), 1933 - Scientific results of the Swedish - Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931. Geogr. Annaler, p. 1-216.
- AHLMANN (H.W. : son), 1948 - Glaciological research on the North Atlantic coasts. R. geogr. Soc. Res. Ser. 1, 83 p.
- ANDERSEN (B.G.), 1965 - The Quaternary of Norway. in The Geologic Systems. The Quaternary, 1, pp. 91-138. Ed. Rankama. Interscience Pub. J. Wiley. London.
- ANDERSEN (B.G.), 1965-1966 - "Rumpftreppen" in Southernmost Norway. Norsk Geogr. Tidsskr. 20, p. 74-84.
- ANDERSEN (B.G.), 1968 - Glacial geology of western Troms, North Norway. Norges Geol. Unders. 265. p. 1-160.
- ANDERSEN (B.G.), 1976 - Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. Norges Geol. Unders. 320. p. 1-74.
- ANDERSEN (B.G.), 1979 - The deglaciation of Norway 15 000-10 000 BP. Boreas, vol. 8, p. 79-87.
- ANDERSEN (B.G.), BØEN (F.), NYDAL (R.), RASMUSSEN (A.), VALLEVIK (P.N.), 1981 - Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. Geogr. Annaler, Ser. A., 63, 3!4, p. 155-160.
- ANDERSEN (J.L. og) SOLLID (J.L.), 1971 - Glacial chronology and Glacial geomorphology in the Marginal zones of the Glaciers Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway. Norsk Geogr. Tidss., 25, 1-2, p. 1-38.

- ANDRE (M.F.), 1979 - L'ouverture de la mer du Labrador et le soulèvement du bourrelet marginal du Nord-Est canadien : état des recherches et problèmes en suspens. Rev. Géomorph. Dyn., 4, p. 115-124.
- ANDRE (M.F.), 1982 - Reconnaissance géomorphologique dans les socles des hautes latitudes : l'exemple du Nord du Nord du Labrador. Thèse 3e cycle. Paris I. 357 p.
- ANDRE (M.F.), 1983 - Genèse du bourrelet du Labrador et ouverture de l'aire océanique bordière. Physio Géo. 7, p. 11-20.
- ANDREWS (J.T.), 1974 - Cainozoic glaciations and crustal movements of the Arctic. in Ives J.D. et Barry R.G. (eds). Arctic and alpine environments. Methuen London. p. 277-317.
- ARTYUSHKOV (E.V.), 1981 - Physical origin of crustal movements on passive margins. Oceanol. Acta, Actes 26e Congr. Int. Géol., Paris, 1980. p. 167-170.
- BALLANTYNE (C.K.), 1982 - Aggregate clast form characteristics of deposits near the margins of four glaciers in the Jotunheimen Massif, Norway. Norsk Geogr. Tidsskr., 36, p. 103-113.
- BANHAM (P.H.), 1968 - The basal gneisses and basement contact of the Hestbrepiggan area, North Jotunheimen, Norway. Norges Geol. Unders., 252, 77 p.
- BANHAM (P.H.) et ELLIOTT (R.B.), 1965 - Geology of the Hestbrepiggan area. Preliminary account. Norsk Geol. Tidss. 45, n° 2, p. 189-198.
- BANHAM (P.H.), GIBBS (A.D.), HOPPER (F.W.M.), 1979 - Geological evidence in favour of a Jotunheimen suture. Nature, 277, p. 289-291.
- BARD (J.P.), 1980 - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson. Paris, New-York, Barcelone, Milan. 192 p.
- BARRETT (R.L.), 1900 - The Sundal drainage system in Central Norway. Bull. Am. Geogr. Soc. 32. p. 1-21
- BARRY (R.G.) et VAN WIE (C.), 1974 - Topo- and microclimatology in alpine areas. in : J.D. Ives et R.G. Barry (eds) : Arctic and alpine environments. Methuen, London. p. 73-83.
- BARSCHE (D.), 1978 - Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. in : Third International Conf. on Permafrost, (Edmonton, Alta. fo-13 July 1978), Proc. I : Ottawa, Canada Natl. Research Council, p. 348-353.
- BARSCHE (D.) et TRETER (T.), 1976 - Zur Verbreitung von Periglacial phänomenen in Rondane, Norwegen. Geogr. Annaler, 58 A. n° 1-2. p. 83-93.
- BARTH (T.F.W.), 1939 - Geomorphology of vest-Agder fjord-land. Norsk Geogr. Tidsskr. 7, 290-305

BARTLEY (J.M.), 1981 - Field relations, metamorphism, and age of the Mid-dagstind quartz syenite. Norsk Geol. Tidsskr., 61, p. 237-248.

BARTLEY (J.M.), 1981 - Mesozoic high-angle faults, east Hinnøy, North Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 61, p. 291-296.

BATTEY (M.H.), 1960 - Observations on the peridotites and pyroxenites of the Jotunheimen complex in Norway. 21st Internat. geol. Congr. Rept. 13, p. 198-207.

BATTEY (M.H.) et MAC RICHTIE, 1973 - A geological traverse across the pyroxene-granulites of Jotunheimen in the Norwegian Caledonides. Norsk Geol. Tidsskr., 53. p. 237-265.

BATTEY (M.H.) et Mc RITCHIE (W.D.), 1975 - The petrology of the pyroxene-granulite facies rocks of Jotunheimen, Norway. Norsk Geol. Tidss., 55, p. 1-49.

BATTIAU - QUENEY (Y.), 1982 - Les bourrelets marginaux des hautes latitudes : l'exemple du Nord-Est de l'Atlantique. Bull. Assoc. Géogr. Fr., 489, p. 254-259.

BATTIAU - QUENEY (Y.), 1983 - Les mouvements verticaux associés aux marges passives : l'exemple du Nord-Est de l'Atlantique. Physio-Géo., 7, p. 21-36.

BATTLE (W.R.B.), 1960 - Temperature observations in Bergschrunds and their Relationship to frost shattering. in : W.V. Lewis (ed) Investigations on Norwegian cirque glaciers. R.G.S. Research series, n° 4. p. 83-95.

BERGERSEN (O.F.) et GARNES (K.), 1971 - Evidence of sub-till sediments from a Weichselian Interstadial in the Gudbrandsdalen Valley, Central East Norway. Norsk Geogr. Tidsskr., 25, p. 99-108.

BERGERSEN (O.F.) et GARNES (K.), 1972 - Ice movements and till stratigraphy in the Gudbrandsdal Area. Preliminary results. Norsk Geogr. Tidsskr., 26. p. 1-16.

BERGSTROM (E.), 1973 - Den Prerecente lokalglacijasjonens utbredningshistoria inom Skanderna. Univ. Stockholm Naturgeogr. Inst. Forsknings rapport. 16. 216 p.

BERGSTRØM (B.), 1975 - Deglaciationsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring, Vest-Norge. Norges geol. Unders., 317, p. 33-68.

BERTHELSEN (A.), 1980 - Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield. Colloque C 6, Intern. Geol. Congr., Paris, p. 5-21.

BIROT (P.), 1958 - Morphologie structurale t.II : Types d'évolution du relief, théories orogéniques. P.U.F., Paris, 464 p.

BIROT (P.), 1958 - Les dômes cristallins. Mém. Doc. CNRS, 6. p. 7-33

BIROT (P.), 1968 - Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. CDU, Paris, 232 p.

BIROT (P.), 1968 - Les développements récents des théories de l'érosion glaciaire. Ann - Géogr. 419, 77e année, p. 1-13.

BIROT (P.), 1970 - Les régions naturelles du globe. Masson, Paris - 380 p.

BIROT (P.), 1981 - Les processus d'érosion à la surface des continents. Masson, Paris. 605 p.

BIROT (P.), 1981 - Creusement des vallées et néofracturation des roches compactes. Bull-Assoc. Géogr. Fr. 58, 477-478, p. 139-143.

BIROT (P.), 1982 - Les mécanismes du soulèvement des bourrelets. Bull. Assoc. Géogr. Fr., 489-490, p. 268-269.

BIROT (P.), 1983 - Mécanismes thermiques du soulèvement des bourrelets marginaux des vieux socles. Physio Géol. 7, p. 75-101.

BIROT (P.), GODARD (A.) et PELLETIER (J.), 1983 - L'érosion différentielle dans les reliefs de l'Estrie et de la Nouvelle Angleterre, entre Montréal et le piedmont sud-est des White Mountains. Géogr. Phys. et Quat. 1, p. 3-25.

BJØRLYKKE (K.), 1978 - The eastern marginal zone of the Caledonides orogen in Norway. in Tozer et Schenck (ed). Caledonian - Appalachian orogen of the North Atlantic region. Geol. survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 49-55.

BJØRLYKKE (K.O.), 1905 - Den centrale Norges fjeldbygning : Valdres, Hemsedal, Lærdal. Norges geol. Unders., 39. p. 461-542.

BLACHE (J.), 1930 - Dans les montagnes norvégiennes. Paysages et problèmes. Rev. Géogr. Alpine. 18. p. 695-730.

BLAGBROUGH (J.W.) et FARKAS (S.E.), 1968 - Rock glaciers in the San Mateo Mountains, south central New Mexico. Am. Jour. Sci. 266. p. 812-823.

BLANC (P.L.), FONTUGNE (M.R.), DUPLESSY (J.C.), 1983 - The time-transgressive initiation of Boreal ice-caps : continental and oceanic evidence reconciled. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 42, p. 211-224.

BLOOM (A.L.), 1967 - Pleistocene shorelines : a new test of isostasy. Bull. Geol. Soc. Am. 78, p. 1477-1494.

BOCKELIE (J.F.), 1978 - The Oslo region during the Early Palaeozoic. in Ramberg I.B. et Neumann E.R. (eds) : Tectonics and geophysics of Continental Rifts. Nato ASI series, ser. C. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland. p. 195-202.

BOILLOT (G.), 1979 - Géologie des marges continentales. Masson, Paris, New-York, Barcelone, Milan. 139 p.

- BOTT (M.H.P.), 1971 - Evolution of young continental margins and formations of shelf basins. Tectonophysics. 11. p. 319-327.
- BOTT (M.H.P.), 1976 - Sedimentary basins of continental margins and craton. Development in Geotectonics. 12, Elsevier Publ. Comp. Amsterdam. 314 p.
- BOTT (M.H.P.), 1976 - Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. in Bott M.H.P. (ed.) : Sedimentary basins of continental margins and cratons. Development in Geotectonics. 12, Elsevier Publ. Co. Amsterdam. p. 77-86.
- BOUCHARD (M.), 1983 - Bilan géochimique et origine d'éléments dissous dans un bassin-versant granitique breton (France). Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys. 24, 4, p. 363-379.
- BOULTON (G.S.), 1974 - Processes and patterns of glacial erosion. in Coates D.R. (ed.) Glacial geology. State Univ. of NY, Binghamton, p. 41-87.
- BOULTON (G.S.), 1975 - Processes and patterns of sub-glacial sedimentation : a theoretical approach. in Wright A.E. et Moseley F. (eds) : Ice ages : ancient and modern. Seel House Press, Liverpool. p. 7-42.
- BOULTON (G.S.), 1979 - Processes of glacier erosion on different substrata. Journ. Glaciol., 23, n° 89, p. 15-38.
- BOULTON (G.S.) et PAUL (M.A.), 1976 - The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills. Q. J.L. Engng. Geol., 9, p. 159-194.
- BOWEN (D.Q.), 1978 - Quaternary geology, a stratigraphic Framework for multidisciplinary work. Pergamon Intern. Library. Oxford. 221 p.
- BOYE, 1949 - Importance du défonçage périglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires. CR. Ac. Sc. CCXXIX, p. 723-724.
- BRADLEY (W.C.), 1958 - Submarine Abrasion and wave-cut Platforms. Bull. Geol. Soc. Amer., 69, p. 967-974.
- BRUECKNER (H.K.), 1979 - Precambrian ages from the Geiranger - Tafjord - Grotli area of the Basal Gneiss Region, west Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 59, 2, p. 141-153.
- BRUUN (I.), 1967 - Standard Normals 1931-60 of the Air Temperature in Norway. Det. Norske Meteorologiske Inst. Oslo. 270 p.
- BRYHNI (I.), 1966 - Reconnaissance study of gneisses, ultra basites, eclogites and anorthosites in outer Nordfjord, western Norway. Norges Geol. Unders., 241, p. 68.
- BRYHNI (I.), 1977 - The gneiss region west and northwest of Jotunheimen. in Meier (ed). The Norw. Geotraverse Project. N.A.V.F. Oslo. p. 227-246.

BRYHNI (I.), 1978 - Flood deposits in the Hornelen Basin, west Norway (Old Red Sandstone). Norsk Geol. Tidsskr. 58, 4, p. 273-300.

BRYHNI (I.), FITCH (F.J.), MILLER (J.A.A.), 1971 - $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ dates from recycled precambrian rocks in the gneiss region of the norwegian caledonides. Norsk Geol. Tidsskr., 51, n° 4, p. 391-406.

BRØGGER (W.C.), 1893 - Lagfjorden på Hardangervidda og den Søkaldte "Høifjeldskvarts". Norges Geol. Unders., 11, p. 142.

BUCHARDT (B.), 1978 - Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. Nature, 275, p. 121-123.

BÜDEL (J.), 1957 - Die doppelten Einebenungsflächen in den feuchten Tropen. Zeitschr. F. Geomorph. N.F. 1, p. 201-288.

BÜDEL (J.), 1963 - Klima - Genetische geomorphologie. Geogr. Rundsch., 15, p. 269-285.

BÜDEL (J.), 1970 - Pedimente, Rumpflächen und Rückland - Steilhänge : deren aktive und passive Rückverlegung in verschiedenen Klimaten. Zeitschr. F. Geomorph. N.F. 14, p. 1-57.

BÜDEL (J.), 1978 - Das Inselberg - Rumpflächenrelief der heutigen Tropen und das Schicksal seiner fossilen Altformen in anderen Klimazonen. Zeitschr. F. Geomorph. Suppl. Band. 31, p. 79-110.

BUGGE (T.), LØFALDLI (M.), MAISEY (G.H.), ROKOENGEN (K.), SKAAR (F.E.), THUSU (B.), 1975 - Geological investigation of a Lower Tertiary - Quaternary core, offshore Trøndelag, Norway. Norges Geol. Unders., 316, p. 253-269.

BUNGUM (H.), HUSEBYE (E.S.), 1977 - The seismicity of Fennoscandia, the Norwegian Sea, and adjacent areas. in Heier (ed) : The Norw. Geotraverse Project. N.A.V.F. Oslo. p. 125-134.

BUNGUM (H.), et HUSEBYE (E.S.), 1979 - The Meløy, northern Norway, earthquake sequence - a unique intraplate phenomenon. Norsk Geol. Tidsskr., 59, 2, p. 189-193.

BURKE (K.), 1976 - Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. in M.H.P. Bott (ed). Sedimentary basins of continental margins and cratons. Developments in Geotectonics, 12. Elsevier, Amsterdam. p. 93-112.

BYLAND (M.), 1936 - Glazialmorphologische Untersuchungen auf Lofoten und Vesteraalen. Dissert. Zürich XIII. 76 p.

CABOURET (M.), 1981 - Compte-rendu par l'auteur de sa thèse d'Etat : la vie pastorale dans les montagnes et les forêts de la péninsule scandinave. L'inf. Géogr. 45, 4, p. 162-165.

CAILLEUX (A.), 1952 - Polissage et surcreusement glaciaire dans l'hypothèse de Boyé. Rev. Géomorph. Dyn., 5, p. 247-257.

CAINE (N.), 1968 - The fabric of periglacial blockfield material on Mt Barrow, Tasmania. Geogr. Annaler. 50 A, 4, p. 193-206.

CAINE (N.), 1983 - The mountains of Northeastern Tasmania. A study of alpine geomorphology. A.A. Balkema, Rotterdam. 200 p.

CALCAGNILE, 1982 - Lithosphere - asthenosphere system in Fennoscandia. Tectonophysics, 90, p. 9.

CARLSON (A.B.), RAASTAD (H.), SOLLID (J.L.), 1979 - Innlandsisens arsmelting i sørøstlige Jotunheimen og tilgrensende områder. Norsk Geogr. Tidsskr., 33. p. 173-186.

CARSWELL (D.A.), 1973 - The age and status of the Basal Gneiss complex of north-west southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 53, n° 1, p. 65-78.

CASTON (V.N.D.), 1976 - Tertiary sediments of the Vøring Plateau, Norwegian Sea, recovered by Leg 38 of the Deep Sea Drilling Project. Initial Rep. of the DSDP (vol. XXXVIII), National Science Foundation, Washington. p. 761-782.

CHABOT (G.), 1958 - Finlande et Pays scandinaves. in : Chabot G., Guilcher A. et Beaujeu-Garnier J. : L'Europe du Nord et du Nord-Ouest, t. 2, P.U.F., Paris, 371 p.

CHAMLEY (H.), DEBRABANT (P.), FOULON (J.), MAILLOT (H.), 1978 - Minéralogie et géochimie des sédiments secondaires et cénozoïques de la marge atlantique nord-orientale (Legs 47 B, 48, 50, DSDP). Bull. Soc. Géol. Fr. 20, 4, p. 401-410.

CLAYTON (K.M.), 1965 - Glacial erosion in the Finger Lakes region (New-York State, USA). Z. Geomorph. 9. p. 50-62.

CLAYTON (K.M.), 1974 - Zones of glacial erosion. in Brown E.H. and Waters R.S. (eds) Progress in Geomorphology. Inst. Brit. Geogr. Spec. Pub. 7. p. 163-176.

COQUE-DELHUILLE (B.), 1981 - Indice d'altérabilité potentielle approchée des roches granitoïdes. Physio Géo, 2, p. 59-70.

CORBEL (J.), 1957 - Les Karsts du NW de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires. Inst. d'Etudes Rhodaniennes de l'Univ. de Lyon. Mém. et Doc. 12.

CORBEL (J.), 1967 - La Laponie - Présentation géographique. C.N.R.S., Paris. 28 p.

COTTON (C.A.), 1963 - Levels et planation of marine benches. Zeitschr. für Geom., 7, 2, p. 97-111.

- COUDE (A.), 1977 - Livret-guide de l'excursion en Irlande. Commission de géographie des ensembles cristallins. Fasc. 2. 21 p. ronéo.
- COUDE (A.), 1983 - Géomorphologie structurale du batholite de Galway (Connemara, Irlande occidentale). Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys. 24, 2, p. 177-192.
- DAHL (E.), 1946 - On the origin of the strandflat. Norsk Geogr. Tidsskr. 11, 4. p. 159-172.
- DAHL (E.), 1949 - Studier over forvitringstyper i strøket Nord fjord-Sunmør og deres relasjon til istidene. Norsk Géogr. Tidsskr., 27, p. 242-244.
- DAHL (E.), 1955 - Biogeographic and geologic indications of unglaciated areas in Scandinavia during the glacial ages. Bull. Geol. Soc. Am., 66, p. 1499.
- DAHL (E.), 1961 - Refugie problemet og de kvartaergeologiske metodene. Svensk Naturkunskap., 14, p. 81-96.
- DAHL (R.), 1966 - Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik mountains. Geogr. Annaler. Series A. vol. 48.A., 2, p. 55-85.
- DAHL (R.), 1966 - Block fields and other weathering forms in the Narvik mountains. Geogr. Annaler. Series A. vol. 48.A., 4, p. 224-227.
- DAHL (R.), 1967 - Post-glacial micro-weathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway. Geogr. Annaler., 49 A., 2-4, p. 155-166.
- DAHL (R.), 1968 - Late glacial accumulations, drainage and Ice recession in the Narvik-Skjomen District, Norway. Norsk. Geogr. Tidss., 22, 2, p. 101-165.
- DALLAND (A.), 1975 - The Mesozoic rocks of Andøy, northern Norway. Norges Geol. Unders., 316. p. 271-287.
- DALLAND (A.), THUSU (B.), 1977 - Kimmeridgian volcanic ash in Andøya, North Norway. In N.P.F. Mesozoic Northern North Sea Symposium. Oslo. 9. 14 p.
- DANSGAARD (W.), JOHNSEN (S.J.), CLAUSEN (H.B.), et LANGWAY (C.C.), 1971 - Climatic record revealed by the Camp Century ice core. in Turekian K.K. (ed), Late Cenozoic glacial ages, Yale Univ. Press, p. 37-56.
- DAVIES (J.L.), 1980 - Geographical variation in coastal development. Geomorphology Text 4. Oliver & Boyd-Edinburgh. 212 p.
- DAVIES (T.A.), HAY (W.W.), SOUTHAM (J.R.) et WORSELEY (T.R.), 1977 - Estimates of Cenozoic oceanic sedimentation rates. Science, 197, p. 53-55.
- DAVIS (W.M.), 1898 - Physical geography. Ginn & Co., Boston.
- DAVIS (W.M.), 1900 - Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. Proc. Boston Soc. nat. Hist. 29. p. 273-322.

DAWSON (A.G.), 1980 - Shore erosion by frost : an example from the Scottish Lateglacial. in : Lowe J.J., Gray J.M., Robinson J.E. (Ed), Studies in the Lateglacial of North-West Europe, Pergamon press. Oxford. p. 45-53.

DEEGAN (C.E.) et SCULL (B.J.), 1977 - A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the Mesozoic of the Central and Northern North Sea. in. N.P.F. Mesozoic Northern North Sea Symposium. Oslo. 3, 24 p.

DEJOU (J.), GUYOT (J.), ROBERT (M.), 1978 - Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées. I.N.R.A. 464 p.

DEKKO (T.), 1975 - Refleksjonsseismiske undersøkelser i Vestfjorden 1972. NTNF'S Kontinentalsokkelkontor. n° 77. 47 p.

DEMANGEON (A.), 1910 - Le relief du Limousin. Ann. de Géogr. 19, p. 120-149.

DENTON (G.H.), HUGUES (T.), ANDERSEN (B.G.), 1977 - Reconstruction of global ice-sheets at 18000 years B.P. X INQUA Congress. Birmingham 1977. Abstracts. p. 109.

DEVARAJU (T.C.) et HEIER (K.S.), 1974 - Precambrian rocks on Hadseløy, Lofoten-Vesterålen. Norges. Geol. Unders., 312.

DIETRICHSON (B.), 1958 - Variation diagrams supporting the stratiform, magmatic origin of the Jotun Eruptive Nappes. Norges Geol. Unders., 203, p. 5-34.

DIONNE (J.C.), 1972 - Formes de corrosion dans l'anorthosite sur le riva-ge est du Lac Saint Jean. Cahiers de géo. du Québec. déc. ; p. 489-493.

DOLAN (R.), HAYDEN (B.), VINCENT (M.), 1975 - Classification of coastal landforms of the Americas. Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. 22, p. 72-88.

DONNELLY (T.W.), 1982 - Worldwide continental denudation and climatic deterioration during the late tertiary : Evidence from deep-sea sediments. Geology, 10. p. 451-454.

DONNER (J.J.), 1965 - The Quaternary of Finland. in Rankama (ed). The Quaternary. vol. 1. Interscience Pub. p. 199-272.

DONS (J.A.), 1960 - Telemark supra crustals and associated rocks. in : O. Holtedahl (ed), Geology of Norway, p. 49-57.

DUCASSE (O.) et PEYPOUQUET (J.P.), 1978 - Les ostracodes et l'évolution paléogéographique et paléohydrologique des marges continentales de l'Atlantique nord-oriental pendant le Cénozoïque. Bull. Soc. Géol. France, (7), 20, n° 4, p. 441-452.

DUFFAUT (P.), 1957 - Sur la genèse des "boules" dans certains granites. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. 7. p. 139-141.

DUNN (W.W.), 1975 - North Sea Basinal Area, Europe - An important Oil and Gas Province. Norges Geol. Unders., 316. p. 69-97.

EGERBERG (T.), 1977 - En undersøkelse av norsk kontinentalsokkel mellom 58-62° N ved hjelp av geofysiske metoder, med særlig vekt på Tertiær landhevning og dannelse av Norskerennen. Thesis Univ. Oslo. 207 p.

ELDHOLM (O.), 1978 - Observations on the margin off Norway (66-70° N) and the history of Early Cenozoic rifting. in Ranber I.B. et Neumann E.R. (eds) : Tectonics and Géophysics of Continental Rifts. Nato ASI Series, Ser. C. D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, Holland). p. 229-236.

ELDHOLM (O.), SUNDVOR (E.), MYHRE (A.), 1977 - Continental margin off Lofoten - Vesterålen, Northern Norway. Inst. for Geol., Univ. i Oslo. Intern skriftserie n° 13.

ELDHOLM (O.) et TALWANI (M.), 1977 - Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea. Geol. Soc. Amer. Bull. 88, 7, p. 1015-1029.

ELDHOLM (O.) et THIEDE (J.), 1980 - Cenozoic continental separation between Europe and Greenland. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 30. p. 243-259.

ELLENBERGER (F.), 1971 - Sur le caractère second des relations entre la mégatectonique et les petites structures. Quelques exemples norvégiens. C.R. Somm. Séances Soc. Géol. de France. P. 148-150.

ELLENBERGER (F.), 1972 - Géologie de la Fenno-Scandie in Encyclopædia Universalis, Vol. 14, p. 703-705.

ELLENBERGER (F.), 1976 - Epirogenèse et décratonisation. Bull. du B.R.G.M. (2e série). Section I, 4, p. 357-382.

EMBLETON (C.) et KING (C.A.M.), 1968 - Glacial and periglacial geomorphology. Arnold. London. 608 p.

EMBLETON (C.) et KING (C.A.M.), 1975 - Glacial geomorphology. Edward Arnold, London ; Halsted, New-York. 583 p.

EMEL'YANOV (E.M.), BLAZCHISHIN (A.I.), KHARIN (G.S.), LOZOVAYA (N.G.), et ZANGALIS (K.P.), 1978 - Mineral and chemical composition of sediments of the Vøring Plateau, DSDP Leg 38. Initial Rep. of the DSDP, suppl. to vol. XXXVIII, XXXIX, XL and XLI. National Science Foundation, Washington, p. 31-44.

EMMETT (T.F.), 1982 - Structure and petrology of the Bergen-Jotun Kindred rocks from the Gjendebu region, Jotunheimen, central southern Norway. Norges Geol. Unders., 373, p. 1-32.

ESMARK (J.), 1824 - Bidrag til vor jordklodes historie. Magazin for Naturvidenskabverne, 2, p. 28.

- EVERS (W.), 1941 - Grundzüge einer Oberflächengestaltung Süd norwegens mit besonderer Berücksichtigung der Küstenplattform (strandflat) und der untermeerischen Bunkgebiete. Deutsche geogr. Blätter, 44, p. 1-4.
- EVERS (W.), 1962 - The problem of coastal genesis, with special reference to the "strandflat", the "banks", or "grounds", and "deep channels" of the Norwegian and Greenland coasts. Journ. Geol., 70, 5, p. 621-633.
- FAIRBRIDGE (R.W.), 1977 - Sea - ice transport and strandflats. X Inqua Congress. Birmingham. Abstracts. p. 131.
- FAIRBRIDGE (R.W.), 1977 - Note on bornhardt formation. The King-Twidale exchange. Zeitschr. F. Geomorph., 21, 3, p. 368.
- FARETH (E.), 1977 - Petrography and Structure of the Aurlandsdalen area, Western Norway - A portion of the Caledonian Margin. Norges Geol. Unders. 334, p. 59-81.
- FEININGER (T.), 1971 - Chemical weathering and glacial erosion of crystalline rocks and the origin of till. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 750 C. p. 65-81.
- FLAGEOLLET (J.C.), 1977 - Origine des reliefs et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Sciences de la Terre. Nancy. n° 35. 461 p.
- FLEITOUT (L.), 1984 - Modélisation des contraintes tectoniques et des instabilités thermomécaniques dans la lithosphère. Thèse d'Etat. Orsay. 433 p.
- FLEITOUT (L.), FROIDEVAUX (C.), PEULVAST (J.P.) et YUEN (D.A.), 1983 - Surface tectonics, lithospheric instabilities and deep density anomalies. Eur. Union Geophys. Meeting, Strasbourg. Abstracts. 1 p.
- FLEITOUT (L.) et PEULVAST (J.P.), 1982 - Les bourrelets marginaux des hautes latitudes. L'exemple du bourrelet scandinave. Bull. Assoc. Géogr. Fr., 489-490, p. 245-253.
- FLEMING (W.L.S.), 1940 - Relic glacial forms on the western sea-bord of Graham Land. Geogr. Journ. 96, 2, p. 93-100.
- FLINT (R.F.), 1971 - Glacial and quaternary geology. John Wiley and Sons Inc. New-York. 892 p.
- FOSLIE (S.), 1941 - Tysfjords geologi. Norges Geol. Unders., 149.
- FOUCAULT (A.) et RAOULT (J.F.), 1984 - Dictionnaire de Géologie. Masson, Paris, New-York, Barcelone, Milan, Mexico, Sao-Paolo. 347 p.
- FRAKES (L.A.), 1979 - Climates throughout geologic times. Elsevier, Amsterdam. 310 p.

FRANCOU (B.), 1983 - Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'éta-
ge périglaciaire. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 24, n° 5, p. 411-424

FRIIS (J.P.), 1902 - Andøens Kulfelt. Norges Geol. Unders., Årbok n° 1.

FÆRSETH (R.B.), MC INTYRE (R.M.) et NATERSTAD (J.), 1976 - Mesozoic al-
kaline Dykes in the Sunnhordland region, western Norway : ages, geochemis-
try and regional significance. Lithos, 9, p. 331-345.

GABRIELSEN (R.H.) et RAMBERG (I.B.), 1979 - Tectonic analysis of the Meløy
earthquake area based on Landsat lineament napping. Norsk. Geol. Tidsskr.
59, 2, p. 183-187.

GALIBERT (G.), 1965 - La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des
formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de com-
paraison (à l'exception des montagnes désertiques). Thèse Toulouse. 405 p.

GARLEFF (K.), 1970 - Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Perigla-
zialserscheinungen in Skandinavien. Göttinger Geogr. Abh., 51.

GARNES (K.), 1977 - Types of tills and moraines deposited in South-Central
Norway during wastage of the Late Weichselian Ice sheet. X INQUA Congress.
Birmingham 1977. Abstracts p. 157.

GARNES (K.), 1979 - Weichselian till stratigraphy in central South Norway.
in : Schlüchter C. (ed) Moraines and Varves. Origin / Genesis / Classifi-
cation. A.A. Balkema, Rotterdam. p. 207-222.

GEE (D.G.), 1978 - The Swedish Caledonides. A Short synthesis. in Tozer
et Schenck (ed). Caledonian - Appalachian orogen of the North - Atlantic
region. Geol. Survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 63-72.

GEER (G.de), 1912 - Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas.
Pet. Mitt. II et C.R. XIe Congr. Géol; Internat. 1910. Stockholm.

GILBERT (G.K.), 1904 - Domes and dome structure of the High Sierra. Bull
Geol. Soc. Amer., 15. p. 29-36.

GILL (E.D.), 1971 - The Paris Symposium on World Sea levels of the past
11000 years. 8e Congrès INQUA. Quaternaria., 14, p. 1-6.

GJEMS (O.), 1963 - Kaolin as a weathering product of Eocambrien sandstone
(sparagmite) in the Rondane mountains, East Norway. Norsk. Geol. Tidsskr.
43. p. 537-538.

GJEMS (O.), 1967 - Studies on clay minerals and clay-mineral formation in
soil profiles in Scandinavia. Det Norske Skogforsøksvesen, 81, 21, 4. p.
303-415.

GJESSING (J.), 1965-1966 - Some effects of Ice erosion on the development
of Norwegian valleys and fjords. Norsk Geogr. Tidsskr., 21, p. 69-132.

GJESSING (J.), 1965-1966 - Deglaciation of Southeast and East-Central South Norway. Norsk Geogr. Tidss., 20, 5, p. 133-149.

GJESSING (J.), 1967 - Norway's Paleic surface. Norsk Geogr. Tidsskr., 20, 8, p. 69-133.

GJESSING (J.), 1977 - Landformene. in : J. Gjessing (ed) Norges geografi. Universitetsforlaget. Oslo. Bergen. Tromsø. p. 15-42.

GJESSING (J.), 1978 - Norges landformer. Universitetsforlaget. Oslo, Bergen, Tromsø. 207 p.

GODARD (A.), 1965 - Recherches de géomorphologie en Ecosse du NW. Thèse, Paris.

GODARD (A.), 1977 - Pays et paysages du granite. Introduction à une géographie des domaines granitiques. P.U.F. Paris. 232 p.

GODARD (A.), 1979 - Reconnaissance dans l'extrémité Nord du Labrador et du Nouveau - Québec. Contribution à l'étude géomorphologique des socles des milieux froids. Rev. Géomorph. Dyn., 28, 4, p. 125-142.

GODARD (A.), 1982 - Géomorphologie des socles. Les limites glaciaires sur socles cristallins : quelques enseignements apportés par l'Europe du Nord-Ouest et le Canada. Rev. Géogr. de l'Est., 22, 3-4, p. 247-256.

GODARD (A.) et collaborateurs, 1972 - Quelques enseignements apportés par le Massif Central français dans l'étude géomorphologique des socles cristallins. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, 14, p. 265-296.

GODARD (A.), PAQUET (H.) et MILLOT (G.), 1961 - Contribution à l'étude de quelques paléosols du nord de l'Ecosse. Bull. Serv. Carte. Géol. Als. Lor., 14, 4, p. 101-109.

GOLDICH (S.S.), 1938 - A study of rock weathering. Journ. Geol., 46, p. 17-58.

GOLDSCHMIDT (V.M.), 1916 - Übersicht der Eruptiv gesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Skr. Vidensk. Selsk. Christiania Mat. naturv., KI, 12, 140 p.

GOLDTHWAIT (R.P.), 1979 - Giant grooves made by concentrated basal ice streams. Journ. Glacial., 23, 89, p. 297-307.

GORDON (J.E.), 1981 - Ice - Scoured topography and its relationships to bedrock structure and ice movement in parts of northern Scotland and West Greenland. Geogr. Annaler., Ser. A, 1-2, p. 55-65.

GRAF (W.L.), 1970 - The geomorphology of the glacial valley cross-section. Arctic Alpine Res., 2. p. 303-312.

GRAVENOR (C.P.), 1975 - Erosion by continental ice sheets. Amer. Journ. Sci., 275, p. 594-604.

GREEN (T.H.) et JORDE (K.), 1971 - Geology of Moskenesøy, Lofoten, North Norway. Norges Geol. Unders., 270, p. 47-77.

GRIFFEY (N.J.) et ELLIS (S.), 1979 - Three in situ paleosols buried beneath neoglacial moraine ridges, Okstindan and Jotunheimen, Norway. Arctic Alpine Res., 11, n° 2, p. 203-214.

GRIFFIN (K.O.), 1977 - Vegetation development on Vørøy, North Norway : the last 5000 years. X INQUA Congress. Birmingham 1977. Abstracts. p. 182.

GRIFFIN (W.L.) et BRYHNI (I.), 1977 - Corona reactions and the eclogite probleme. in Heier (ed). The Norwegian Geotraverse Project. N.A.V.F. Oslo. p. 247-264.

GRIFFIN (W.L.) et TAYLOR (P.N.), 1978 - Geology and age relations on Vørøy, Lofoten, North Norway. Norges Geol. Unders., 338. p. 71-82.

GRIFFIN (W.L.), TAYLOR (P.N.), HAKKINEN (J.W.), A.R. HEIER (K.S.), IDEN (I.K.), KROGH (E.J.), MALM (O.A.), OLSEN (K.I.), ORMAASEN (D.E.) et TVE-TEN (E.) , 1978 - Crustal evolution in Lofoten, Norway : 3500 - 400 M.A. BP. J. Geol. Soc., 135, 6, p. 629-647.

GROOM (G.E.), 1959 - Niche glaciers in Bünsow-land, Vestspitsbergen. Journ. Gaciol., 3. p. 369-376.

GROSSWALD (M.G.), 1977 - Late-Würmian Ice-Sheet on the continental shelf of Northern Eurasia. X INQUA Congress., Birmingham 1977. Abstracts, p. 184.

GROVE (J.M.), 1972 - The incidence of landslides, avalanches and floods in Western Norway during the Little Ice Age. Arctic Alpine Res., 4, 2, p. 131-138.

GRØNHAUG (A.), 1961 - Some notes on a Compiled Gravimetric Map of Southern Scandinavia. Norges Geol. Unders., 215. p. 22-29 - 1 carte.

GRØNLIE (A.), 1953 - Litt om Trollheimen under siste istid. Norsk Geol. Tidsskr., 32. h 2-4, p. 168-190.

GRØNLIE (G.) ET RAMBERG (I.), 1970 - Gravity indications of deep sedimentary basins below the Norwegian continental shelf and the Vøring Plateau. Norsk geol. Tidsskr., 50, 4, p. 375-391.

GRØNLIE (G.), HEIER (K.S.), SWANBERG (C.A.), 1977 - Terrestrial heat-flow determinations from Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 2, p. 153-162.

- GRØNLIE (O.T.), 1940 - On the traces of the ice ages in Nordland, Troms and south-western part of Finnmark in northern Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 20, p. 1-70.
- GRØNLIE (O.T.), 1951 - On the rise of sea and land and the Forming of the Strandflats on the west coast of Fennoscandia. Norsk Geol. Tidsskr., 29, p. 26-63.
- GUEZOU (J.C.), 1977 - Esquisse paléogéographique du domaine Nord-Atlantique aux temps Calédoniens. 5e Réunion ann. des Sc. de la Terre., Rennes. p. 259.
- GUEZOU (J.C.), 1977 - Histoire paléozoïque d'un segment central des Calédonides scandinaves internes. Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., 19, 5., p. 453-470.
- GUEZOU (J.C.), 1978 - Geology and structure of the Dombas-Lesja area, Southern Trondheim Region, South-central Norway. Norges Geol. Unders., 340. p. 1-34.
- GUEZOU (J.C.), 1979 - Essai d'interprétation des structures "post-nappes" dans deux segments des Calédonides Scandinaves méridionales. 7e Réunion Annuelle Sciences de la Terre.
- GUEZOU (J.C.), LECORCHE (J.P.) et QUENARDEL (J.M.), 1980 - Les Calédonides scandinaves. Bull. Soc. Géol. Fr., 22, n° 3, p. 251-295.
- GUILCHER (A.), 1954 - Morphologie littorale et sous-marine. Paris, P.U.F. 216 p. 40 fig. 8 pl.
- GUILCHER (A.), 1974 - Les rasas : un problème de morphologie littorale générale. Annales de Géographie. 455. p. 1-33.
- GUSTAVSON (M.), 1978 - Caledonides of North-central Norway. in Tozer et Schenck (ed) : Caledonian - Appalachian orogen of the North Atlantic region. Geol. Survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 25-30.
- HACK (J.T.), 1960 - Interpretation of erosional topography in humid temperature regions. Am. Journ. Sci., 258, p. 80-97.
- HAFSTEN (U.), 1977 - Late-and Post-Weischelian shore level changes in South Norway. X INQUA Congress. Birmingham. 1977. Abstracts. p. 188.
- HALLET (B.), 1979 - A theoretical model of glacial abrasion. Journ. Glaciol., 23, 89, p. 39-50.
- HANSEN (A.M.), 1895 - Om strandflaten. Arch. for Math. og Naturvid., 17, p. 5.
- HANSEN (S.), 1965 - The Quaternary of Denmark. in Rankama (ed). The Quaternary., vol. 1. Interscience Pub. p. 1-90.
- HARLAND (W.B.) et GAYER (R.A.), 1972 - The Arctic Caledonides and earlier oceans. Geol. Mag., 109, p. 289-314.

- HAST (N.), 1969 - The state of stress in the upper part of the Earth's crust. Tectonophysics. 8. p. 169-211.
- HAYNES (V.M.), 1968 - The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. Geogr. Annaler. 50 A. p. 221-234.
- HAYNES (M.H.), 1977 - The modification of valley patterns by ice-sheet activity. Geogr. Annaler., 59 A, 3-4. p. 195-207.
- HEEZEN (B.C.), 1974 - Atlantic-type continental Margins. in : The Geology of Continental Margins. Springer Verlag. p. 13-24.
- HEIER (K.S.), 1960 - Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, northern Norway. Norges geol. Unders. 207, 246 p.
- HEIER (K.S.), 1977 - The Norwegian Geotraverse Project. A Norwegian contribution to the International upper Mantle Project and The International Geodynamics Project. N.A.V.F. Oslo. 298 p.
- HEIER (K.S.), 1977 - Radioactive age determinations within the norwegian geotraverse project. The Norw. Geotraverse Project. N.A.V.F. p. 9-17.
- HEIER (K.S.) et COMPSTON (W.), 1969 - Interpretation of Rb-Sr age patterns in high grade metamorphic rocks, North Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 49. p. 257-283.
- HEIM (M.), SCHARER (U.) et MILNES (A.G.), 1977 - The nappe complex in the Tyin-Bygdin-Vang region, central Southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 57, n° 2, p. 171-178.
- HELLAND (A.), 1877 - On the ice-fjords of N. Greenland. On the formation of fjords, lakes and cirques in Norway and Greenland. Quat. Journ. Geol. Soc. 33, p. 142-176.
- HELLAND (A.), 1880 - Om Fjeldenes Heier og om Norges overflades naturlige beskaffenhed. Turistforeningens aarbog. 1880. p. 1-87.
- HELLAND (A.), 1897 - Lofoten og Vesterålen. Norges Geol. Unders. 23, 545 p.
- HELLDEN (U.), 1974 - Karst : en studie av Artfjällets karstområde samt jämförande Korrosions analyser från Västspetsbergen och Tjeckoslovakien. Meddl. Lund Univ. Geogr. Inst. Avhandl., LXXII. 192 p.
- HENNINGSMOEN (G.), 1978 - Sedimentary rocks associated with the Oslo region lavas. Norges Geol. Unders. Bull. 45. The Oslo Paleoritt p. 17-24.
- HENRY (A.), 1977 - La nappe du Jotun et les nappes de socle connexes. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19, 5, p. 433-442.
- HENRY (A.), 1983 - Du socle gneissique de l'ouest à la nappe du Jotun ; étude géologique de la région de Sogndal, district du Sogn, Norvège centro-méridionale. Thèse de 3e cycle, Univ. Paris Sud, 185 p.

HENRY (A.) et LACOUR (A.), 1978 - Les grands traits structuraux de la région de Sogndal, Calédonides de Norvège centro-méridionale. Bull. Soc. Géol. France., 20, n° 1. p. 71-79.

HERNES (I.), 1967 - The late Precambrian stratigraphic sequence in the Scandinavian mountain chain. Geol. Mag. 104, p. 557-563.

HJULSTRÖM (F.), 1954 - Geomorphology of the area surrounding the Hoffelsandur. An outline. Geogr. Annaler., 36. 1-2, p. 169-189.

HOBBS (W. H.), 1909 - The cycle of mountain glaciation. Geogr. Journ.

HOBBS (W. H.), 1926 - Earth features and their meaning. Mc Millan, New-York- 506 p.

HODGE (S.M.), 1979 - Direct measurement of basal water pressures : progress and problems. Journ. Glaciol. 23, 89, p. 309-319.

HOEL (A.) et WERENSKIOLD (W.), 1962 - Glaciers and snowfields in Norway. Norsk Polarinstitutts Skrifter., 114. p. 1-291.

HOLE (J.) et BERGERSEN (O.F.), 1981 - Weichselian till stratigraphy and ice movements in Ottadalen, central south Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 61, p. 25-33.

HOLE (N.) et SOLLID (J.L.), 1979 - Neoglaciation in western Norway - preliminary results. Norsk Geogr. Tidsskr., 33. p. 213-215.

HOLMSEN (P.), 1982 - Jotunheimen - Beskrivelse til Kvaerter geologisk oversiktskart M 1 : 250 000 (med Fargetrykt Kart). Norges Geol. Unders., 374, p. 1-75.

HOLST (J.), 1975 - Land og hav. Lofotens geologi og geomorfologi. in Solberg B. et al, Lofoten i går, i dag, i morgen. vol. 1. Nordland Boktrykkeri A.S., Bodø. p. 9-39.

HOLTEDAHL (H.), 1953 - A petrographical and mineralogical study of two high altitude soils from Trollheimen, Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 32, p. 191-226.

HOLTEDAHL (H.), 1955 - On the Norwegian continental terrace primarily outside Møre-Romsdal : Its morphology and sediments. Årb. Univ. Bergen, Naturvid. rk., 14. 209 p.

HOLTEDAHL (H.), 1957-1958 - Den norske strandflate. N. Geogr. Tidss., vol. 16. Fasc. 1-8. p. 285-303.

HOLTEDAHL (H.), 1958 - Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador and S.E. Alaska. Journal of Geology. 66, n° 4. p. 461-471.

HOLTEDAHL (H.), 1959 - Sur la géologie et la morphologie des plateaux continentaux glaciaires. in La topographie et la géologie des profondeurs océaniques. Colloque international Nice-Villefranche 5-12 mai 1958. CNRS. p. 245-263.

HOLTEDAHL (H.), 1960 - Mountains, fjord, strandflat ; geomorphology and general geology of parts of Western Norway. Intern. Geol. Congr. 21, Guide to Excursion A6 C3 , Oslo.

HOLTEDAHL (H.), 1962 - The problem of coastal genesis, with special reference to the "strandflat", the "banks" or "grounds", and "deep-channels" of the Norwegian and Greenland coasts : a discussion. Journ. of Geol., vol. 70. p. 631-633.

HOLTEDAHL (H.), 1967 - Notes on the formation of fjords and fjord-valleys. Geogr. Ann., 49 A, 2-4, p. 188-203.

HOLTEDAHL (H.), 1975 - The geology of the Hardangerfjord, West Norway. Norges Geol. Unders., 323, p. 1-84.

HOLTEDAHL (H.), HALDORSENS (S.) et VIGRAN (J.O.), 1974 - A study of two sediment cores from the Norwegian continental shelf between Haltenbanken and Frøyabaken (64° 06' n, 7° 38' E). Norges Geol. Unders., 304, p. 1-20.

HOLTEDAHL (H.) et SELLEVOLL (M.A.), 1972 - Notes on the influence of glaciation on the Norwegian Continental Shelf bordering on the Norwegian Sea. Ambio. Spec. Rep., 2. p. 31-38.

HOLTEDAHL (O.), 1929 - On the geology and physiography of some antarctic and sub-antarctic islands. Scientific results of the Norwegian Antarctic Expeditions 1927-1928 et 1928-1929. n° 3. Det Norske Videnskaps-Akad. i Oslo. p. 1-172.

HOLTEDAHL (O.), 1936 - Trekk av det skandinaviske Fjellkjedestrøks historie. Nordiska (19. Skand.). Naturforskaremötet i Helsingfors, p. 129-145.

HOLTEDAHL (O.), 1938 - Geological observations in the Oppdal-Sundal - Trollheimen district. Norsk Geol. Tidsskr., 18, p. 29-53.

HOLTEDAHL (O.), 1940 - The submarine relief off the Norwegian coast, with bathymetrical map in seven sheets of the Norwegian Coastal Waters and adjoining seas. Det Norske Videnskapsakad. i Oslo skrift. Mat. Nat. Kl. 1927-28, 1928-29, 3. 172 p.

HOLTEDAHL (O.), 1953 - Norges Geologi. 2 vol. Norges Geol. Unders., 164.

HOLTEDAHL (O.), 1960 - Geology of Norway. Norges geol. Unders., 208, 540 p.

HOLTEDAHL (O.), 1960 - Features of the geomorphology. in Holvedahl O. Geology of Norway. N.G.U. 208. p. 507-531.

- HOLTEDAHL (O.), 1965-66 - The South-Norwegian Piedmonttreppe of W. Evers. Norsk Geogr. Tidsskr., 20, p. 74-84.
- HOLTEDAHL (O.) et ANDERSEN (B.G.), 1960 - Glacial map of Norway. Norges Geol. Unders., 208
- HOLTEDAHL (O.) et DONS (J.A.), 1960 - Geologisk kart over Norge. Norges Geol. Unders., 208.
- HONKASALO (T.), 1964 - On the use of gravity measurements for investigation of the land upheaval in Fennoscandia. Fennia. 89. p. 21-24.
- HOPPE (G.), 1970 - The Würm ice-sheets of northern and Arctic Europe. Acta Geographica Lodzencia. 24. p. 205-215.
- HOSSACK (J.R.), 1967 - Structural history of the Bygdin area, Oppland. Norges Geol. Unders., 247, p. 78-107.
- HOSSACK (J.R.), 1968 - Pebble de formation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). Tectonophysics, 5. 315-338.
- HOSSACK (J.R.), 1972 - The geological history of the Grønsennknipa Nappe Valdres. Norges Geol. Unders., 281. p. 1-26.
- HOSSACK (J.R.), 1976 - Geology and Structure of the Beito Window, Valdres. Norges Geol. Unders., n° 327. p. 1-33.
- HOSSACK (J.R.), 1978 - The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain in the Bygdin area, Norway. Journ. Geol. Soc. London, 135. p. 229-241.
- HOSSACK (J.R.), KOESTLER (A.G.), LUTRO (O.), MILNES (A.G.) et NICKELSEN (R.P.), 1981 - A traverse from the foreland through the thrust sheet complex of Jotunheimen. Uppsala Caledonide Symposium ; excursion B.3, 80 p.
- HOWARD (A.D.), 1965 - Geomorphological systems - equilibrium and dynamics. Am. Journ. Sci., 263, p. 302-312.
- HUSEBYE (E.S.), BUNGUM (H.), FYEN (J.) et GJØYSTDAL (H.), 1978 - Earthquake activity in Fennoscandia between 1497 and 1975 and intraplate tectonics. Norsk Geol. Tidsskr., 58., p. 51-68.
- HUSEBYE (E.S.) et HOVLAND (J.), 1982 - The upper mantle seismic heterogeneities beneath Fennoscandia. Tectonophysics, 90, p. 17.
- HYPPA (E.), 1964 - On the late-Quaternary history of the Baltic Sea. Fennia., 89. p. 37-48.
- INDREVAER (G.) et STEEL (R.J.), 1975 - Some aspects of the sedimentary and structural history of the Ordovician and Devonian rocks of the Westernmost Solund Islands, West Norway. Norges Geol. Unders., 317. p. 23-32.

- IVES (J.D.), 1966 - Block fields, associated weathering forms on mountain tops and the nunatak hypothesis. Geogr. Annaler., 48 A, 4, p. 220-223.
- IVES (J.D.), 1974 - Biological refugia and the nunatak hypothesis. in : J.D. Ives et R.G. Barry (eds) : Arctic and alpine environments. Methuen, London, p. 605-636.
- JANSEN (E.), SEJRUP (H.P.), FJÆRAN (T.), HALD (M.), HOLTEDAHL (H.) et SKARBØ (O.), 1983 - Late weichselian paleoceanography of the south-eastern Norwegian sea. Norsk geol. Tidsskr., 63, p. 117-146.
- JESSEN (O.), 1940 - Die Randschwellen der kontinente. Peterm. Geogr. Mitted. (Erganzungsheft), 1943, 241, 205 p.
- JOHN (B.S.) et SUGDEN (D.E.), 1975 - Coastal geomorphology of high latitudes. Progress in geography. 7. Edward Arnold, London, p. 53-132.
- JØRGENSEN (F.) et NAVRESTAD (T.), 1981 - The geology of the Norwegian shelf between 62° N and the Lofoten Islands. in : Petroleum geology of the continental shelf of Northwest Europe, Inst. of Petroleum, London, p. 407-413.
- JØRGENSEN (F.) et NAVRESTAD (T.), 1981 - Main structural elements and sedimentary succession on the Shelf outside Nordland (Norway). Earth Evol. Sci., 1.1. p. 43-49.
- JØRGENSEN (P.), 1964 - Kwartærgeologiske undersøkelser i Randsverksområdet, Jotunheimen. Norges Geol. Unders., 228. p. 162-179.
- JØRGENSEN (P.), 1977 - Some properties of Norwegian tills. Boreas, 6, p. 149-157.
- KAISER (B.), 1980 - Observations et premières mesures sur la gélifluction en Vanoise : les loupes de Lanservia (Alpes françaises internes). Zeitschr. F. Geomorph., Suppl. band 35, p. 118-141.
- KAITANEN (V.), 1969 - A geographical study of the morphogenesis of northern Lapland. Fennia. 99, n° 5. p. 1-85.
- KALDHOL (H.), 1950 - Bredekkets mektighet under istidene i Norge. Norsk Geogr. Tidss., 12. p. 322-328.
- KAMB (B.) et LA CHAPELLE (E.), 1964 - Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock. Journ. glaciol., 5, 38, p. 159-173.
- KARLEN (W.), 1981 - A comment on John A. Matthew's article regarding 14 C dates of glacial variations. Geogr. Annaler, 63 A (1-2), p. 19-21.
- KARLSSON (W.), VOLLSET (J.), BJØRLYKKE (K.) et JØRGENSEN (P.), 1979 - Changes in mineralogical composition of Tertiary sediments from North Sea wells. Int. Clay. Conf. 1978. Dev. in Sedimentol., 27, p. 281-289.
- KEEN (C.E.), BEAUMONT (C.) et BOUTILIER (R.), 1981 - Preliminary results from a thermo-mechanical model for the evolution of Atlantic-type continental margins. Oceanol. Acta., Actes 26e Congr. Int. Géol. Paris, 1980, p. 123-128.

KELLOGG (T.B.), 1977 - Paleoclimatology and Paleoceanography of the Norwegian and Greenland seas : the last 450 000 years. Marine Micropaleontol., 2, p. 235-249.

KELLOGG (T.B.), 1980 - Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland seas : glacial-interglacial contrasts. Boreas. 9, p. 115-137.

KENT (P.E.), 1976 - Major synchronous events in continental shelves. in Bott M.H. P. (ed) Sedimentary basins or continental margins and cratons. Development in Geotectonics 12. Elsevier Publ., Amsterdam, p. 87-91.

KENT (P.E.), 1977 - The Mesozoic development of aseismic continental margins. Journ. Geol. Soc. Lond., 134, p. 1-18.

KING (C.A.M.), 1959 - Geomorphology in Austerdalen, Norway. The Geogr. Journal., 125. p. 357-369.

KING (C.A.M.), 1963 - Some problems concerning marine planation and the formation of erosion surfaces. Transactions and Papers., 33, p. 29-43.

KING (C.A.M.), 1972 - Beaches and coasts. Edward Arnold, London, 570 p.; 2e éd.

KING (L.C.), 1962 - The morphology of the Earth. Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 699 p.

KING (L.C.), 1982 - The Natal monocline : explaining the origin and scenery of Natal, South Africa- 2nd ed., Univ. of Natal Press, Pietermaritzburg, 134 p.

KJERULF (T.), 1857 - Ueber die Geologie des Südlichen Norwegens. J. Dahl, Christiania.

KLEIN (C.), 1959 - Surfaces de regradation et surface d'aggradation. Annales Géogr., 368, p. 292-317.

KLEIN (C.), 1974 - Tectogenèse et morphogenèse armoricaines et périarmoricaines. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 16, 1, p. 76-87.

KLEMSDAL (T.), 1981 - A geomorphological profile, Hedemarken, Norway. Norsk Geogr. Tidsskr., 35. p. 117-146.

KLEMSDAL (T.), 1982 - Coastal classification and the coast of Norway. Norsk Geogr. Tidsskr., 36, p. 129-152.

KLIMASZEWSKI (M.), 1964 - On the effect of the preglacial relief on the course and the magnitude of glacial erosion in the Tatra Mountains. Geographia Polonica., 2., p. 11-21.

- KOERNER (R.M.) et FISHER (D.A.), 1979 - Discontinuous flow, ice texture, and dirt content in the basal layers of the Devon island ice cap. Journ. Glaciol., 23, 89, p. 209-222.
- KOLDERUP (C.F.), 1898 - Lofotens og Vesterålens gabbrobergarter. Bergens Museums Aarbog., p. 1-56.
- KOLDERUP (C.F.), 1923 - Kvamshestens devonfelt. Årbok Bergens Museum, 1920-1921, Naturvidensk.R 4, 96 p.
- KOLDERUP (N.H.), 1921 - Der Mangeritsyenit und umgebende Gesteine in Söndfjord. Årbok Bergens Museum, Mat. Nat. Serv., 1920-1921, 5, 71 p.
- KOLDERUP (N.H.), 1952 - The Age of Gneisses and Migmatites in the "North-West Block" of Southern Norway. Trans. Edin. Geol. Soc., 25.
- KOLDERUP (N.H.), 1960 - The relationship between cambro-silurian schists and the gneiss complex in the deep Caledonides of Sogn og Fjordane, West Norway. Intern. Geol. Congr. 21 st., Copenhagen, Guide to exc. A5 and C2 31 p.
- KOSSOVSKAYA (A.G.), TIMOFEEV (P.P.) et SHUTOV (V.D.), 1978 - The lithology and genesis of the sedimentary deposits in the Norwegian Basin and western part of the Lofoten Basin. Initial Rep. of the DSDP. Suppl. to vol. XXXVIII, XXXIX, XL and XLI. National Science Foundation, Washington, p. 67-72.
- KRAVTSOVA (V.), 1972 - Map of snow depth in Norway. Norsk Geogr. Tidsskr. 26. p. 17-26.
- KRILL (A.G.) et GRIFFIN (W.L.), 1981 - Interpretation of Rb - Sr dates from the western Gneiss region : a cautionary note. Norsk Geol. Tidsskr. 61, p. 83-86.
- KROGH (E.), 1977 - Origin and metamorphism of iron formation and associated rocks, Lofoten - Vesterålen. N. Norway. I. The Vestpolltind Fe - Mn deposit. Lithos. vol. 10. n° 4. p. 243-255.
- KUKLA (J.), 1969 - The cause of the Holocene climate change. Geol. en Miljø. 48., p. 307-334.
- KVALE (A.), 1975 - Caledonides in Scandinavia compared with East Greenland. Bull. Geol. Soc. Denmark., 24 , p. 129-160.
- LACOUR (A.), 1969 - Données pétrologiques sur la nappe de Sogn-Jotun et son substratum dans la région de Sogndal (Sogn - Norvège centro-méridionale). Bull. Soc. Géol. France, 51, n° 3, p. 354-366.
- LACOUR (A.), 1971 - Observations sur la mylonitisation des roches de la nappe du Jotun dans la région de Sogndal, Norvège centro-méridionale. C.R. Somm. Séances Soc. Géol. de France. p. 150-151.

- LAGEAT (Y.), 1978 - L'érosion différentielle dans les roches cristallines : l'exemple de la région de Barberton dans le Transvaal oriental, République d'Afrique du Sud. Géogr. Phys. et Quat., 32, n° 2. P. 105-117.
- LAGEAT (Y.), 1981 - Contribution à la connaissance de la porosité des roches cristallines. Physio. Géol., 1, p. 3-33.
- LAGERBÄCK (R.), 1978 - Neotectonic structures in northern Sweden. Geol. Fören. Förhandl., 100, 3, p. 263-269.
- LAMB (H.H.), 1977 - Climate : present, past and future. Vol. 2 : Climatic history and the future. Methven, London, 835 p.
- LANDMARK (K.), 1949 - Geologiske undersøkelser Luster-Bøverdalen. Univ. i Bergen. Årbok 1948, Mat. Nat. Ser. n° 1, 75 p.
- LAPPIN (M.A.), PIDGEON (R.T.) et VAN BREEMEN (O.), 1979 - Geochronology of basal gneisses and mangerite - syenites of Stadlandet, west Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 59, n° 2. p. 161-181.
- LATOUCHE (C.) et MAILLET (N.), 1978 - Minéralogie des dépôts des sites DSDP IPOD 398 (Leg 47 B) et 403, 404, 405, 406 (Leg 48). Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques. Bull. Soc. Géol. France, 20, n° 4, p. 411-427.
- LAUGHTON (A.S.), 1975 - Tectonic evolution of the northeast Atlantic ocean, a review. N.G.U. 316. 169-193.
- Lauritzen (S.E.), 1981 - A study of some karst waters in Norway. Spatial variation in solute concentrations and equilibrium parameters in limestone dissolution. Norsk Geogr. Tidsskr., 35, p. 1-19.
- Lauritzen (S.E.), 1982 - The paleocurrents and morphology of Pikhåggrottene, Svartisen, North Norway. Norsk Geogr. Tidsskr., 36, p. 183-209.
- Lauritzen (S.E.) et GASCOYNE (M.), 1980 - The first radiometric dating of Norwegian stalagmites - evidence of pre-Weichselian karst caves. Norsk Geogr. Tidsskr., vol. 34., p. 77-82.
- LE PICHON (X), 1971 - Geophysical study of the opening of the Labrador sea. Journ. Geophys. Res., 79, p. 4724-4743.
- LETOURNEUR (J.) et DAYRE (M.), 1981 - Aspects physico-mécaniques et incidences géotechniques de la décompression. Bull. Assoc. Géogr. Fr., 58, 477-478, p. 133-138.
- LEWIS (W.V.), 1949 - An esker in process of formation, Bøverbreen, Jotunheim, 1947. Journ. Glaciol., 1, p. 314-319.
- LEWIS (W.V.), 1954 - Pressure release and glacial erosion. Journ. Glaciol., 2, 16, p. 417-422.

- LEWIS (V.W.), 1960 - Investigations on norwegian cirque glaciers. R. geogr. Soc. Res. Ser. 4. 104 p.
- LIDMAR - BERGSTRÖM (K.), 1982 - Pre-Quaternary geomorphological evolution in Southern Fennoscandia. Medd. Från Lunds Univ. Geogr. Inst. XCI, 202 p.
- LIEDTKE (H.), 1978 - Neue Ergebnisse zum Aufbau und zur Struktur des Nordischen Inlandeises. Zeitschr. für Geomorph., 22 , n° 2, p. 230-235.
- LIEN (R.), 1976 - Ingeniørgeologisk kartlegging på kontinentalsokkelen utenfor Lofoten-Vesterålen. Inst. for Kontinentalsokkelundersøkelse., n° 78. 36 p.
- LIESTØL (O.), 1960 - Det subkambriske peneplan i området Haukelifjell-Sludalsheiene. Norsk Geol. Tidsskr., 40, p. 69-72.
- LIESTØL (O.), 1962 - Talus terraces in arctic regions. Norsk Polarinst. Arb. 1961. p. 102-105.
- LIESTØL (O.), 1967 - Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway. Norsk Polarinst. Skr., 141, 63 p.
- LINTON (D.L.), 1949 - Unglaciaded areas in Scandinavia and Great Britain. Irish geography., 2, n° 1, p. 25-33.
- LINTON (D.L.), 1950 - Unglaciaded lands in glaciaded regions. Journ. of Glaciol., 8 , p. 451-452.
- LINTON (D.L.), 1957 - Radiating valleys in glaciaded lands. Tijdschr. kon. Nederlandsch., 74 , p. 297-312.
- LINTON (D.L.), 1963 - The forms of glacial erosion. Trans. Inst. Br. Geogr., 33 , p. 1-28.
- LLIBOUTRY (L.), 1973 - Isostasie, propriétés rhéologiques du manteau supérieur. in Traité de Géophysique interne. T. 1. Sismologie et pesanteur. Coulomb et Jobert (ed). Masson. Paris. p. 473-505.
- LLIBOUTRY (L.), 1982 - Tectonophysique et géodynamique. Masson, Paris. 339p.
- LOESCHKE (J.), 1967 - Zur Petrographie des Valdres - Sparagmites zwischen Bitihorn und Langsven /Valdres (Süd-Norwegen). Norges Geol. Unders., 243, p. 67-98.
- LUCKMAN (B.H.), 1977 - The geomorphic activity of snow avalanches. Geogr. Annaler., 59 A , 1-2, p. 31-48.
- LUMLEY (H. de), 1976 - Cadre chronologique absolu, paléomagnétisme, chronologie paléontologique et botanique, esquisse paléoclimatologique, séquences culturelles. in : H. de Lumley (ed) : La Préhistoire française, t. I : Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France. C.N.R.S. Paris, p. 5-26.

- LUNDQVIST (J.), 1965 - The Quaternary of Sweden. in Rankama K. (ed). The Quaternary 1. Interscience, New-York. p. 139-198.
- LUNDQVIST (J.), 1972 - Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. Boreas, 1 , p. 27-54.
- LUNDQVIST (J.), 1974 - Outlines of the Weichsel Glacial in Sweden. Geol. För. i Stockholm Förh., 96, p. 327-339.
- LUNDQVIST (T.), 1980 - Sweden. in : C.N.F.G. (ed) : Geology of the european countries, Denmark, Finland, Iceland, Norway, Sweden. Dunod, p. 211-343.
- LUNDQVIST (J.) et LAGERBÄCK (R.), 1976 - The Pärve fault : a late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lepland. Geol. Fören. Förhandl., 98 , p. 45-51.
- LÅG (J.), 1945 - Weathering of syenite in Kjøse, Vestfold. N. Geogr. Tidss. 25 , p. 216-224.
- LÅG (J.), 1977 - Jordater og jordsmonn i Norge. in : Gjessing J. (ed) : Norges geografi. Universitetsforlaget. Oslo - Bergen - Tromsø. p. 43-60.
- MACHASCHECK (F.), 1908 - Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abh. der K.K. Geogr. Gesell. Wien. Bd. VIII. 2.
- MALM (O.A.), 1976 - Generell geologi, petrografi, geokjemi og petrologi av mangeritiske bergarter og orthogneiser i Hamarøy - området, Nordland. Card. real. thesis. Mineralogisk - Geologisk Museum, Oslo. 237 p.
- MALM (O.A.) et ORMAASEN (D.E.), 1978 - Mangerite-charnockite intrusives in the Lofoten-Vesterålen area, North Norway : petrography, chemistry and petrology. Norges Geol. Unders., 338 , p. 83-114.
- MANGERUD (I.), 1970 - Interglacial sediments at Fjøsanger, near Bergen, with the first Eemian pollen-spectra from Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 50, 2 , p. 167-181.
- MANGERUD (J.), 1973 - Isfrie refugier i Norge under istidene. Norges Geol. Unders., 297 , p. 1-23.
- MANGERUD (J.), 1980 - Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13000-10000 years B.P., p. 23-30.
- MANGERUD (J.), ANDERSEN (S.T.), BERGLUND (B.E.) et DONNER (J.J.), 1974 - Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. Boreas, 3 , p. 109-128.
- MANGERUD (J.), GULLIKSEN (S.), LARSEN (E.), LONGVA (O.), MILLER (G.H.), STERUP (H.P. et SØNSTEGAARD (E.), 1981 - A Middle - Weichselian ice free period in western Norway. The Alesund Interstadial. Boreas, 10 , p. 447-462.

- MANGERUD (J.), LARSEN (E.), LONGVA (O.) et SONSTEGAARD (E.), 1979 - Glacial history of Western Norway 15000-10000 BP. Boreas, vol. 8 , n° 2 . p. 179-187.
- MANGERUD (J.), SØNSTEGAARD (E.) et SEJRUP (H.P.), 1977 - Saalian - Eemian-Weichselian Stratigraphy at Fjøsanger, Western Norway. X INQUA Congress. Birmingham 1977 Abstracts. p. 286.
- MANNERFELT (C.M.), 1945 - Några glacialmorfologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. Geogr. Annaler., 27 , p. 1-239.
- MARKGREN (M.), 1964 - Geomorphological studies in Fennoscandia. Vol. 2. Chute slopes in northern Fennoscandia - A. Regional studies. Vol. 3. Chute slopes in northern Fennoscandia. - B. Systematic studies. Medd. från Lunds univ. geogr. inst. avhandl. 44 et 45. Lund.
- MARTHINUSSEN (M.), 1961 - C14 - datings referring to shore - lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. Norges Geol. Unders., 215 , p. 37-67.
- MARTIGNOLE (J.), 1975 - Le Précambrien dans le Sud de la province tectonique de Grenville (Bouclier canadien). Etude des formations catazonales et des complexes anorthositiques. Thèse. Univ. de Montréal, Départ. de Géologie. 405 p.
- MATTAUER (M.), 1973 - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann. Paris. 493 p.
- MATTHES (F.E.), 1930 - Geologic history of the Yosemite valley. U.S. Geol. Surv. prof. Pap. , 160 , 137 p.
- MATTHEWS (J.A.), 1974 - Families of lichenometric dating curves from the Storbreen gletschervorfeld, Jotunheimen, Norway. Norsk Geogr. Tidss., 28, 4 , p. 215-236.
- MATTHEWS (J.A.), 1977 - Glacier and climatic fluctuations inferred from tree-growth variations over the last 250 years, central southern Norway. Boreas, 6 , p. 1-24.
- MATTHEWS (J.A.), 1982 - Soil dating and glacier variations : a reply to Wibjörn Karlen. Geogr. Annaler, 64 A (1.2) , p. 15-20.
- MC CALL (J.G.), 1952 - The internal structure of a cirque glacier. Report on studies of the englacial movements and temperatures. J. Glaciol., 12 p. 122-130.
- MC CALL (J.G.), 1960 - The flow characteristics of a cirque glacier and their effect on glacial structure and cirque formation. in Lewis W.V. (ed). Norwegian cirque glaciers, R. Geogr. Soc. Res. Ser., 4 , p. 39-62.

- MEISSNER (R.), 1979 - Fennoscandia. A short outline of its geodynamic development. Geo. Journal, 3, 3, p. 227-233.
- MEISSNER (R.), 1981 - Passive margin development. A consequence of specific convection patterns in a variable viscosity upper mantle. Oceanol. Acta. Actes 26e Congr. Int. Géol., Paris, 1980, p. 115-121.
- MENSCHING (H.), 1970 - Flächenbildung in der Sudan-und Sahel-Zone. (Ober-Volta und Niger). Zeitschr. F. Geomorph. Suppl. Band 10, p. 1-29.
- MICHOT (P.), 1966 - Classification of hypersolvus rocks. Inedit, AZOPRO excursion S.W. Norway.
- MILNES (A.G.) et KOESTLER (A.G.), 1984 - Geological structure of Jotunheimen, southern Norway (Sognefjell - Valdres cross-section). in D.G. Gee et B.A. Sturt (eds) : "The Caledonide Orogen : Scandinavia and related areas", J. Wiley and sons, Chichester. p.
- MISRA (S.N.) et GRIFFIN (W.L.), 1972 - Geochemistry and metamorphism of dolerite kikes from Austvågøy in Lofoten. Norsk Geol. Tidss., 52, p. 409-425.
- MOE (D.), 1975 - Submarine peat from Vestvågøy, Lofoten, North Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 55, p. 105-107.
- MOE (D.), 1979 - Studies on the first bog development in Lofoten and Vesterålen, North Norway. Norsk Geogr. Tidsskr., 33, p. 1-5.
- MOIGN (A.), 1974 - Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et Nord-Occidental. Thèse d'Etat. Service de reproduction des thèses, Univ. de Lille III. 692 p.
- MOOK (R.), 1975 - Vær og Klima i Lofoten. in Solberg B. et al, Lofoten i går, i dag, i morgen. vol. 1. Nordland Bokbrylde i AS. Bodø. p. 41-81.
- MÖRNER (N.A.), 1971 - Late Quaternary Isostatic, Eustatic and Climatic Changes. in VIIIe Congrès INQUA. Les niveaux marins quaternaires. I. Holocène. Quaternaria, 14, p. 65-83.
- MÖRNER (N.A.), 1971 - Eustatic changes during the last 20000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol., 9, p. 153-181.
- MÖRNER (N.A.), 1977 - Southward displacement of the distribution of glaciation during the three maxima of the last Ice Age. J. Glaciol., vol. 18, n° 79, p. 305-308.
- MÖRNER (N.A.), 1978 - Earth movements in Sweden, 20000 BP to 20000 AP. Geol. For. i Stockholm Förh., 100, 3, p. 279-286.

- MÖRNER (N.A.), 1980 - The Fennoscandian uplift : geological date and their geodynamical implication. in N.A. Mörner (ed). Earth rheology, isostasy and eustasy. Wiley and Sons, p. 251-284.
- MÖRNER (N.A.), 1981 - Crustal movements and geodynamics in Fennoscandia. Tectonophysics. Vol. 71 , n° 1-4. Special Issue : Recent crustal movements, 1979 . p. 241-252.
- MURET (G.), 1960 - Partie SE de la culmination du Romsdal. Chaîne calédonienne, Norvège. Intern. Geol. Congr., 21 st, Copenhagen, Rept. pt. 19, p. 28-32.
- MUXART (T.) et BIROT (P.), 1977 - L'altération météorique des roches. Publications du Dépt. de géo. de l'Univ. de Paris - Sorbonne. n° 4. 279 p.
- MYKKELTVEIT (S.), HUSEBYE (E.S.) et OFTEDAHL (C.), 1980 - Subduction of the Iapetus Ocean crust beneath the Møre Gneiss Region, southern Norway. Nature, Vol. 288, p. 473-475.
- MØLLER (J.J.), 1984 - Holocene shore displacement at Nappstrawmen, Lofoten, North Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 64., p. 1-5.
- MØLLER (J.J.) et SOLLID (J.L.), 1972 - Deglaciation chronology of Lofoten-Vesterålen and Ofoten. Norsk Geogr. Tidsskr., 26 , p. 101-133.
- MØLLER (J.J.) et SOLLID (J.L.), 1973 - Geomorfologisk kart over Lofoten-Vesterålen. Norsk Geogr. Tidsskr., 27 , 3 , p. 195-206.
- NANSEN (F.), 1904 - The bathymetrical features of the North Polar seas with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore - line. Norwegian North Polar Exped. 1893-1896, Vol. IV. 231 p.
- NANSEN (F.) , 1905 - Oscillations of shore-lines. Geogr. Journ.
- NANSEN (F.), 1922 - The strandflat and isostasy. Videnskapsselskapets skrifter. I Math. naturv. Kl. 1921, 11. , 313 p.
- NATERSTAD (J.), ANDRESEN (A.) et JORDE (K.), 1973 - Tectonic succession of the Caledonian nappe front in the Haukelisøter - Røldal area, Southwest Norway. Norges Geol. Unders., 292 , 17 , p. 1-20.
- NICHOLSON (R.), 1974 - The Scandinavian Caledonides. in "The Ocean Basins and Margins" (A.E.M. Nairn et F.G. Stehli, eds). Vol. 2, p. 161 203. Plenum Press. New-York and London.
- NICHOLSON (R.) et RUTLAND (R.W.R.), 1969 - A section across the Norwegian Caledonides : Bodø to Sulitjelma. Norges Geol. Unders., 260 , 86 p.
- NICKELSEN (R.P.), 1967 - The structure of Mellane and Heggeberg Valdres. Norges geol. Unders., 243 , p. 99-121.

- NILSEN (T.H.), 1973 - The relation of joint patterns to the formation of fjords in Western Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 53 , 2 , p. 183-194.
- NILSEN (T.H.), 1974 - A reply. The relation of joint patterns to the formation of fjords in western Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 54 , p. 217-219.
- NILSEN (T.H.) et KERR (D.R.), 1978 - Turbidites, redbeds, sedimentary structures, and trace fossils observed in DSDP Leg 38 cores and the sedimentary history of the Norwegian - Greenland Sea. Initial Rep. of the DSDP. Suppl. to vol. XXXVIII, XXXIX, XL an x XLI. National Science Foundation. Washington. p. 259-288.
- NUSSBAUM (F.), 1909 - Ueber die Entstehung der norwegischen Fjeldlandschaften, Fjorde, Schären. Mitt. Natur. Gesellsch. Bern. 1701.
- OFTEDAHL (C.), 1960 - Permian rocks and structures of the Oslo region. in Holtedahl O. Geology of Norway . Norges Geol. Unders., 208 , p. 298-343.
- OFTEDAHL (C.), 1980 - Norway. in Geology of the European Countries. Denmark, Finland, Iceland, Norway, Sweden. C.N.F.G., Dunod, Paris. p. 346-456.
- OLLIER (C.D.), 1960 - The inselbergs of Uganda. Zeitschr. F. Geomorph., 4 , p. 43-52.
- OLLIER (C.D.), 1969 - Weathering. Geomorphology text. 2. Olivier and Boyd, Edinburgh . 304 pp.
- OLLIER (C.D.), 1981 - Tectonics and landforms. in K.M. Clayton (ed) Geomorphology texts, 6 , Longman Group LTD, 324 p.
- OLYPHANT (G.A.), 1977 - Topoclimate and the depth of cirque erosion. Geogr. Annaler., 59 A , 3 - 4 , p. 209-213.
- ORMAASEN (D.E.), 1977 - Petrology of the Hopen mangerite - charnockite intrusion, Lofoten. Lithos, 10 , n° 4 , p. 291-310.
- ORMAASEN (D.E.) et RAADE (G.), 1978 - Heat generation versus depth of crystallisation for Norwegian monzonitic rocks. Earth Planet. Sci. Let. 39 , p. 145-150.
- OURENT (T.), 1977 - Vegetasjonsgeografi. in Gjessing J. (ed). Norges Geografi. Universitets for laget. Oslo - Bergen - Tromsø. p. 155-172.
- OUTCALT (S.I.) et BENEDICT (J.B.), 1965 - Photo-interpretation of two types of rock glacier in the Colorado Front Range, USA. Journ. Glaciol., 5 , p. 849-856.
- OXAAL (J.), 1915 - Traenlandet. Et stykke av strandflaten. Det norske geogr. selsk. aarb., 1913-1914 , p. 55-101

PASKOFF (R.P.), 1978 - Sur l'évolution géomorphologique du grand escarpement côtier du désert chilien. Géogr. Phys. Quat., 32 , 4 . p. 351-360.

PEDRO (G.), 1968 - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 10., 5 , p. 457-470.

PETIT (M.), 1971 - Contribution à l'étude morphologique des reliefs granitiques à Madagascar. Thèse Lettres Tananarive. 307 p.

PETIT (M.), 1982 - Aspects morphologiques de quelques bourrelets marginaux tropicaux. Bull. Assoc. Géogr. Fr., 489-490 , p. 231-269.

PEULVAST (J.P.), 1977 - L'érosion différentielle et ses implications dans les roches cristallines : exemple de la Norvège du Nord (Flakstadvøy, îles Lofoten). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 2 , p. 149-163.

PEULVAST (J.P.), 1977 - Le Bourrelet Scandinave et les Calédonides : aspects et problèmes de la géomorphologie de la Norvège. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 5 , p. 503-513.

PEULVAST (J.P.), 1978 - Le Bourrelet Scandinave et les Calédonides : un essai de reconstitution des modalités de la morphogénèse en Norvège. Géogr. Phys. Quat., vol. XXXII, n°4 ., p. 295-320.

PEULVAST (J.P.), 1981 - Glaciers couverts et glaciers rocheux fossiles aux Iles Lofoten (Norvège du Nord). Quelques aspects de l'évolution tardiglaciaire des versants montagneux et du strandflat. Recherches géogr. à Strasbourg, 16-17, p. 147-160.

PEULVAST (J.P.), 1982 - Essai de cartographie morphologique détaillée dans une montagne de haute latitude. Exemple des Iles Lofoten, Norvège du Nord. Inter-Nord, 16 , p. 67-81.

PEULVAST (J.P.), 1984 - Post orogenic morphotectonic evolution of the Scandinavian Caledonides during the Mesozoic and Cenozoic. in : D.G. Gee et B.A. Sturt eds. J. Wiley and Sons LTD. The Caledonide Orogen : Scandinavia and Related areas., p.

PEULVAST (J.P.) et DEJOU (J.), 1982 - Sur la présence de ponces au sein des plages soulevées holocènes de l'Atlantique NE : cas de celle de Petvik (Vestvågøy, îles Lofoten, Norvège du Nord). C.R. Acad. Sc. Paris, Sér. II, 294 , p. 405-408.

PEULVAST (J.P.) et VEYRET (Y.), 1982 - Structure et morphogénèse en Fennoscandie. Aperçus sur les développements récents des connaissances. Annales Géogr., p. 32-55.

P.I.C.G., 1983 - Projet 73/1/24. Glaciations quaternaires dans l'hémisphère nord. Rapport n° 9 - Paris, Septembre 82.

PIPPAN (TH.), 1965 - Glazialmorphologische Studien im norwegischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung des Problems der hochalpinen Formung. Di Erde, 2., p. 105-121.

PITMAN (W.C.), 1978 - Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. Geol. Soc. Amer. Bull., 89 , p. 1389-1403.

PLOQUIN (A.), 1975 - Etude géochimique et pétrographique du complexe des gneiss, migmatites et granites du Telemark - Aust Agder. Sa place dans l'ensemble épizonal à catazonal profond du Haut Telemark au Bamble. Thèse Doct. d'Etat, Nancy.

PLOQUIN (A.), 1977 - Présentation sommaire du socle précambrien de Norvège méridionale et continuités trans-Atlantique Nord. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 5 , p. 399-404.

PLOQUIN (A.) et ROYER (J.J.), 1977 - La lignée anorthosites-farsundites. Exemple de traitement d'un fichier géochimique (éléments majeurs). Bull. S.G.F., t. XIX, n°5 , p. 959-964.

POINT (R.), 1977 - Signification des complexes cratoniques allochtones des Calédonides orientales scandinaves. 5e Réunion ann. des Sc. de la Terre. Rennes , p. 384.

POINT (R.), 1977 - Rôle des complexes précambriens dans les Externides des Calédonides Scandinaves. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , Fasc.5 p. 443-452.

POMEROL (C.) et BABIN (C.), 1977 - Stratigraphie et paléogéographie. T.2 : Précambrien, ère paléozoïque. Doin, Paris . 429 p.

POTTER (N., Jr), 1972 - Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull., 83 , p. 3025-3057.

PROST (A.), 1975 - Etude géologique des Calédonides externes dans la région du fjell de Ringebu. (Provinces de Hedmark et d'Oppland, Norvège centrale). Thèse sciences. Paris. 606 p.

PROST (A.E.), 1975 - Un accident rhexmatique en Scandinavie : la discontinuité de Ringebu-Vågå - Bremanger. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. XVII, fasc. 4, p. 361-374.

PROST (A.E.), 1977 a - Vue d'ensemble sur les travaux de l'équipe française dans les Calédonides scandinaves. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 5 , p. 395-398.

PROST (A.E.), 1977 b - Répartition et évolution géodynamique des Externides Calédoniennes Scandinaves. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 5 , p. 421-432.

PROST (A.E.), GUEZOU (J.C.), POINT (R.), QUENARDEL (J.M.), SANTARELLI (N.), HENRY (A.) et ELLENBERGER (F.), 1977 - Une transversale dans les Calédonides Scandinaves Centrales : du Socle Baltique à la côte Atlantique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 5 , p. 481-502.

QUENARDEL (J.M.), 1977 - Les Calédonides scandinaves septentrionales. 5e Réunion ann. des Sc. de la terre. Rennes, p. 399.

QUENARDEL (J.M.), 1977 - Les grands traits structuraux des Calédonides Scandinaves septentrionales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 5 , p. 471-480.

RABOTTIN (J.L.), 1977 - Vestvågøy (Lofoten) : Contribution à l'étude des modes et des modelés d'élaboration actuelle du strandflat. Mémoire de maîtrise. Univ. Paris IV . 297 p.

RAMBERG (I.B.), 1976 - Gravity interpretation of the Oslo graben and associated igneous rocks. Norges Geol. Unders., 325 . p. 1-194.

RAMBERG (I.B.), GABRIELSEN (R.H.), LARSEN (B.T.) et SOLLI (A.), 1977 - Analysis of fracture patterns in Southern Norway. in : R.T.C. Frost et A.J. Dijkers (eds) : Fault tectonics in NW Europe. Geol. Mijnbouw, 56 , p. 295-310.

RAMBERG (I.B.) et SMITHSON (S.B.), 1975 - Geophysical interpretation of crustal structure along the southeastern coast of Norway and the Skagerrak. Geol. Soc. Amer. Bull., 86 , p. 769-775.

RAMBERG (I.B.) et SPJELDNAES (N.), 1978 - The tectonic history of the Oslo region. in Ramberg I.B. et Nuemann E.R. (eds). Tectonics and geophysics of continental rifts. Nato ASI series. Ser. 6 . D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Boston, London, p. 167-194.

RAMSAY (W.), 1909 - Geologins grunder, G.W. Edlunds Förlagsaktiebolag, Helsingfors. 488 p.

RAPP (A.), 1959 - Avalanche boulder tongues in Lapland, a description of little known forms of periglacial accumulations. Geogr. Annaler, 1 , p. 34-48.

RAPP (A.), 1960 - Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geogr. Annaler., 42 , p. 73-200.

RAPP (A.) et NYBERG (R.), 1981 - Alpine debris flows in Northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. Geogr. Annaler., 63 A (3-4) . p. 183-196.

REKSTAD (J.), 1915 - Helgelands ytre Kystand. Norges geol. Unders., Årbok.

- RENNGARTEN (N.V.), RATEEV (M.A.), SHUTOV (V.D.) et DRITS (V.A.), 1978 - Lithology and clay mineralogy of sediments from site 337, DSDP leg 38. Initial Rep. of the DSDP, suppl. to vol. XXXVIII, XXXIX, XL and XLI. National Science Foundation, Washington. p. 21-29.
- REUSCH (H.H.), 1881 - Konglomerat - Sandstenfelterne i Nordfjord, Søndfjord og Sogn. Nyt. Mag. Natur. n° 26, p. 93-170.
- REUSCH (H.), 1894 - Strandflaten et nyt traek i Norges geografi. Norges geol. Unders., 14, p. 1-14.
- REUSCH (H.), 1894 - Mellem Bygdin og Vang. Norges geol. Unders., 14 15-50.
- REUSCH (H.), 1896 - Fra Andøen. Naturen 1896, p. 273-281.
- REUSCH (H.), 1901 - Nogle bidrag til forstaaelsen af, hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. Some Contributions towards an Understanding of the Manner in which Valleys and Mountains of Norway were formed. Norges Geol. Unders., 32, p. 124-217 et 239-263.
- RICHTER (E.), 1906 - Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitz. der K.K. Akad. Wien., Math. naturh. Kl. 105, 1.
- RINGDAL (F.) et HUSEBYE (E.S.), 1978 - Seismic mapping of heterogeneities in the Fennoscandian lithosphere and asthenosphere. Norges Geol. Unders., 338, p. 25-36.
- RISS (J.), 1977 - Textures de déformation et de recristallisation des anorthosites de la Nappe du Jotun (Norvège). 5e Réunion ann. des Sc. de la Terre., Rennes. p. 408.
- RITCHOT (G.), 1975 - Essais de géomorphologie structurale. Presses de l'Université Laval. 388 p.
- ROALDSET (E.), 1972 - Mineralogy and geochemistry of quaternary clays in the Numedal area. Norsk Geol. Tidsskr., 52, p. 335-369.
- ROALDSET, 1974 - Sub-till sediments in the Numedal Valley. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. N.S. 5, pp. 13-17.
- ROALDSET (E.), PETERSEN (E.), LONGVA (O.) et MANGERUD (J.), 1982 - Remnants of preglacial weathering in western Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 62, p. 169-178.
- ROBERTS (D.), 1978 - Caledonides of South central Norway. in Tozer et Schenck (ed). Caledonian - Appalachian orogen of the North Atlantic region. Geol. Survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 31-37.
- ROBERTS (D.) et GALE (G.H.), 1977 - The Caledonian - Appalachian Iapetus Ocean. in Tarling D.H. (ed). The evolution of the Earth's crust. Academic press, London, New-York. p. 255-341.

ROBERTS (J.L.), 1977 - Allochthonous origin of the Jotunheim Massin in southern Norway : a reconnaissance study along its northwestern margin. Journ. Geol. Soc. Lond., 134 , p. 191-362.

ROBERTS (J.L.), 1978 - Basement gneisses mapped as Valdres Sparagmite near Hermansverk, in Sogn, west Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 58 , 4 , p. 267-272.

ROKOENGEN (K.), BELL (G.), BUGGE (T.) DEKKO (T.), GUNLEIKS RUD (T.), LIEN (R.L.), LØFALDI (M.) et OS VIGRAN (J.), 1977 - Prøvetaking av fjellgrunn og løsmasser utenfor deler av Nord-Norge : 1976. Inst. for Kontinentalsokkelundersøkelse., 91 , 65 p.

ROKOENGEN (K.), BUGGE (T.) et LØFALDI (M.), 1979 - Quaternary geology and deglaciation of the continental shelf off troms, north Norway. Boreas, 8 , p. 217-227.

ROKOENGEN (K.) et RØNNINGSLAND (T.M.), 1983 - Shallow bedrock geology and Quaternary thickness in the Norwegian sector of the North Sea between 60° 30' N and 62° N. Norsk Geol. Tidsskr., 63 , p. 83-102.

ROMEY (W.D.), 1971 - Basic igneous complex, mangerite and high grade gneisses of Flakstadöy, Lofoten, Northern Norway : I. Field relations and speculations on origins. Norsk Geol. Tidsskr., 51 , 1 , p. 33-63.

ROSENQUIST (I.T.), 1957 - Montmorillonitt Fra Fortun i Sogn. Norsk Geol. Tidsskr., 37 , 3-4, p. 403-414.

ROSENQUIST (I.T.), 1960 - Marine clays and quick clay slides. in Holte-dahl O. Geology of Norway, Norges Geol. Unders., 208, p. 463-471.

RUDBERG (St), 1954 - Västerbottens berggrundsmorfologi, ett försök till rekonstruktion av preglaciala erosions generationer i Sverige. Geographica, 25 , 457 p.

RUDBERG (S.), 1962 - Geology and morphology of the "fjells". Biul. Peryglac., 11, p. 173-186.

RUDBERG (S.), 1966-66 - Reconstruction of Polycyclical Relief in Scandinavia. Norsk Geogr. Tidsskr., 20 , p. 65-73.

RUDBERG (S.), 1970 - The Sub-Cambrian peneplain in Sweden and its slope gradient. Zeitschr F. Geomorph., N.F. Suppl. Bd. 9 , p. 157-167.

RUDBERG (S.), 1970 - The areas of bare rocks in Scandinavia. Acta Geogr. Lodziensia , 24 , p. 389-397.

RUDBERG (S.), 1976 - River-valley anomalies. One approach to the study of Fennoscandian bedrock relief. Norsk Geogr. Tidss., 30 , 43 , p. 83-92.

RUDBERG (S.), 1977 - Periglacial zonation in Scandinavia. in Poser H. (ed). Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Aquator. Bericht über ein Symposium. Akad. Wiss. Göttingen Abh. Math. Phys. Kl. Folge 3. 31 , p. 92-104.

RUDDIMAN (W.F.), 1977 - Late-Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North-Atlantic (lat. 40° to 65° N). Geol. Soc. Amer. Bull., 88 , 12 . p. 1813-1827.

RUDDIMAN (W.F.), 1977 b - The pattern of oceanographic changes in the Atlantic through the last glacial cycle : implications for climates on the adjacent continents. X INQUA Congress. Birmingham 1977 . Abstracts. p. 387.

RUTTEN (M.G.), 1969 - The Geology of Western Europe. Elsevier. Amsterdam, London, New-York. 520 p.

RØNNEVIK (H.C.), 1981 - Geology of the Barents Sea. Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe. Inst. of Petroleum, London. p. 395-406.

RØNNEVIK (H.) et NAVRESTAD (T.), 1977 - Geology of the Norwegian Shelf between 62° N and 69° N. Geo. Journal. 1 . p. 33-46.

RÅHEIM (A.), 1979 - Structural and metamorphic break between the Trondheim basin and the Surnadal synform. Norsk Geol. Tidsskr., 59 , p. 195-198.

SANTARELLI (N.), 1971 - Position tectonique des quartzites du Précambrien terminal au bord du lac Vågå : Parautochtone et soubassement charrié des unités calédoniennes supérieures (Calédonides de Norvège méridionale). C.R. Somm. Séances S.G.F. , 3 , p. 156-158.

SANTARELLI (N.), 1972 - Sur la mise en accordance d'un ancien socle avec sa couverture sparagmitique présumée dans le domaine gneissique de l'Oppland (Massif montagneux entre Lom et Lesja, Norvège Centrale). Sciences de la Terre., 17 , n° 3 . p. 257-271.

SANTARELLI (N.), 1977 - Le soubassement gneissique des Internides Calédoniennes Scandinaves. Limites de la Calédonisation. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 19 , 5 . p. 405-420.

SCHAERER (U.), 1978 - Rock deformation and zircon-sphene U - Pb dating. U.S. Geol. Surv. Open File Rept., 78-701 , p. 380-382.

SCHIPULL (K.), 1974 - Geomorphologische studien im zentralen süd-norwegen mit Beiträgen über regelungs- und steuerungssysteme in der geomorphologic. Hamburger geographische studien., 31 , 91 p.

SCHRADER (H.J.), BJØRKLUND (K.), MANUM (S.), MARTINI (E.) et VAN HINTE (J.), 1976 - Cenozoic biostratigraphy, physical stratigraphy and paléooceanography in the Norwegian. Greenland Sea, DSDP Leg 38 Paleontological synthesis. Initial Rept of the D.S.D.P., vol. XXXVIII, National Science Foundation, Washington. p. 1197-1211.

SCHROEDER - LANZ (H.), 1983 - Lateglacial moraines, gletschervorfelds and periglacial forms in the Visdalen, Jotunheimen, Central South Norway, in : H. Schroeder-Lanz (ed) : Late-and post-glacial oscillations of glaciers : glacial and periglacial forms. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 187-202.

SEGUIN (M.K.), 1972 - Structure et propriétés physiques de l'écorce terrestre en Fenno-Scandinavie. Can J. Earth Sci., 9 . p. 339-352.

SELLEVOLL (M.A.), 1973 - Mohorovicic discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian sea and the North sea. in S. Mueller (ed). The structure of the Earth's crust, based on recent date. Tectonophysics, 20 . n° 1-4 . p. 359-366.

SELLEVOLL (M.A.), 1975 - Seismic refraction measurements and continuous seismic profiling on the continental margin off Norway between 60°N and 69°N. Norges Geol. Unders., 316 , p. 219-235.

SELLEVOLL (M.A.) et SUNDVOR (E.), 1974 - The origin of the Norwegian Channel . A discussion based on seismic measurements. Can. Journ. Earth Sci., 11 , 2 . p. 224-231.

SERNANDER (R.), 1908 - On the evidence of post-glacial changes of climate furnished by the peat-mosses of northern Europe. Geol Fören. Förh. 30 , p. 465-478.

SHACKLETON (N.J.) et OPDYKE (N.D.), 1976 - Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 28-239, late Pliocene to late Pleistocene. Geol. Soc. Am. Mem., 145 , p. 449-464.

SHEPARD (F.P.), 1976 - Coastal classification and changing coastlines. Geoscience and Man., 14 , p. 53-64.

SIGMOND (E.M.), 1976 - Ryfylkes metamorphe pelitt-vulkanittserie ("Fyllittformasjoren"), en prekambrisk serie au Grenvill alder (résumé). XIIe Nordiska Geologvintermötet, Göteborg, 10.1.1976.

SINDRE (E.), 1974 - Ice Movement in the Vossestrand - Vikafjell area Western Norway. Norges Geol. Unders., 311 , p. 25-34.

SKJERLIE (F.), 1957 - Geological investigations between Fjaerlandsfjorden and Sogndalsdalen, Sogn, Western Norway. Univ. i Bergen. Arbok 1957 , n° 10.

SKJERLIE (F.J.) et PRINGLE (I.R.), 1978 - A Rb/Sr whole rock isochron date from the lowermost gneiss complex of the Gaular area, west Norway and its regional implications. Norsk geol. Tidsskr., 58 , n° 4 . p. 259-265.

SMITH (D.I.) et ATKINSON (T.C.), 1976 - Process, landforms and climate in limestone regions. in Derbyshire E. (ed) : Geomorphology and Climate, John Wiley, London, p. 367-409.

SMITHSON (S.B.) et RAMBERG (I.B.), 1970 - Geophysical profile bearing on the origin of the Jotun nappe in the Norwegian Caledonides. Bull. Geol. Soc. Amer., 81 , p. 1571-1576.

SMITHSON (S.B.), RAMBERG (I.B.) et GRØNLIE (G.), 1974 - Gravity interpretation of the Jotun Nappe of the Norwegian Caledonides. Tectonophysics, 22 , p. 205-222.

SOLLID (J.L.), 1964 - Isavsmeltningsforløpet langs hovedvasskillet mellom Hjerkin og Kvikneskogen. Norsk. Geogr. Tidsskr., 19 , p. 51-76.

SOLLID (J.L.) et SØRBEL (L.), 1979 - Deglaciation of western Central Norway. Boreas. vol. 8 , p. 233-239.

SOUCHÉZ (R.), 1967 - Le recul des verrous-gradins et les rapports glaciaire-périglaciaire en Antarctique. Rev. Géomorph. Dyn., 17 , 2 . p. 49-54.

SOUTADE (G.), 1978 - Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales. Imp. Coop. du Sud-Ouest, Albi, 452 p.

SOUTHAM (J.R.) et HAY (W.W.), 1981 - Global sedimentary mass balance and sea level changes. in : C. Emiliani (ed). The oceanic lithosphere (The Sea, vol. 7). J. Wiley and Sons, New-York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. p. 1617-1684.

SPJELDNÆS (N.), 1975 - Paleogeography and facies distribution in the Tertiary of Denmark and Surrounding areas. Norges Geol. Unders., 316, p. 289-311.

STEEL (R.J.), 1978 - Late-orogenic Devonian basin formation in the western Norwegian Caledonides. in Tozer et Schenck (ed). Caledonian. Appalachian orogen of the North-Atlantic region. Geol. Survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 57-62.

STEPHANSSON (O.), 1978 - Seismo-tectonics in Fennoscandia. Geol. För. Stockholm Förh., 100 , n° 3 , p. 239-245.

STRAND (T.), 1938 - Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske grandteigskart. Norges Geol. Unders., 152 , 71 p.

STRAND (T.), 1949 - On the gneisses from a part of the north-western Gneiss Area of southern Norway. Norges geol. Unders., 173.

STRAND (T.), 1951 - The Sel and Vågå Map Areas. Norges Geol. Unders., 178 , p. 1-118.

STRAND (T.), 1951 - Slidre : beskrivelse til det geologiske gradteigskart. Norges Geol. Unders., 180.

STRAND (T.), 1953 - The relation between the basal gneiss and the overlying metasediments in the Surnadal district. Norges Geol. Unders., 184 , p. 100-123.

STRAND (T.), 1960 - The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation. in Holtedahl O. Geology of Norway. Norges Geol. Unders., 208 , p. 170-184.

STRAND (T.), 1964 - Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen. Norges Geol. Unders., 228 , p. 280-288.

STRAND (T.), 1969 - Geology of the Grotli area. Norsk Geol. Tidsskr., 49 , p. 341-360.

STRAND (T.) et KULLING (O), 1972 - Scandinavian Caledonides. Londres, New-York. J. Wiley and Sons. 1 vol. in 4°. 302 p.

STREKEISEN , 1974 - Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Geol. Rdsch., 63 , p. 773-785.

STRÖMBERG (A.G.B.), 1976 - A tentative description of the geology along the Blue Road Geotraverse. Geol. För. i Stockholm Förh., vol. 98, p. 254-256.

STRÖMBERG (A.G.B.), 1976 - A pattern of tectonic zones in the western part of the East European Platform. Geol. För. i Stockholm Förh., 98, p. 227-243.

STRÖMQUIST (L.), 1973 - Geomorfologiska Studier au Blockhav och Blockfält i Norra Skandinavien. Uppsala Universitet Naturgeografiska Institutionen Rapport, 22 , p. 1-161.

STRÖMQUIST (L.), 1976 - Massrörelser initierade au extremmederbörd. Ett exempel från Andøya i Nordnorge. Norsk. Geogr. Tidss., 30 , 2 , p. 41-50.

STRØM (K.M.), 1938 - Moskenosøy. A study in high latitude cirque lakes. Vid. Akad. Skr., n° 1. 32 p.

STRØM (K.M.), 1945 - Landskapsformer i Lofoten belyst ved flyfotografier. Norsk. Geol. Tidsskr., 25 , p. 360-378.

STRØM (K.M.), 1948 - The geomorphology of Norway. The Geogr. Journal., 112 , p. 19.

STRØM (K.), 1956 - The disappearance of the last ice-sheet from central Norway. Journ. Glaciol., 2 , 20 , p. 747-755.

STRØM (K.M.), 1959-1960 - The Norwegian Coast. Norsk. Geogr. Tidsskr., 17 , 1-4 , p. 132-137.

STURT (B.A.), 1977 - The early Caledonian orogenesis in the Scandinavian Caledonides. 5e Réunion ann. des Sc. de la Terre. Rennes. p. 437.

STURT (B.A.), 1978 - The Norwegian caledonides. Introduction in Tozer et Schenck (ed). Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic region. Geol. Survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 13-15.

STURT (B.A.), DALLAND (A.) et MITCHELL (J.L.), 1979 - The Age of the sub-Mid Jurassic tropical weathering profile of Andøya, Northern Norway, and the implications for the late Palaeozoic Palaeogeography in the North Atlantic Region. Geol. Rundschau., 68 , 2 , p. 523-542.

STURT (B.A.) et ROBERTS (D.), 1978 - Caledonides of Northernmost Norway (Finnmark). in Tozer et Schenck (ed) : Caledonian - Appalachian orogen of the North Atlantic region. Geol. Survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 17-24.

STURT (B.A.), SKARPENES (O.), OHANIAN (A.T.) et PRINGLE (I.R.), 1975 - Reconnaissance Rb/Sr isochron study in the Bergen Arc system and regional implications. Nature, 253 , n° 5493 , p. 595-599.

STURT (B.A.) et THON (A.), 1978 - Caledonides of Southern Norway. in Tozer et Schenck (ed) : Caledonian - Appalachian orogen of the North Atlantic region. Geol. Survey of Canada. Paper 78-13. Ottawa. p. 39-47.

SUGDEN (D.E.), 1974 - Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographie and bedrock conditions. Inst. Brit. Geogr. Spec. Pub., 7 , p. 177-195.

SUGDEN (D.E.) et JOHN (B.S.), 1976 - Glaciers and Landscape. Arnold. Londres. 376 p.

SURLYK (F.), 1977 - Mesozoic faulting in East Greenland. in R.T.C. Frost et A.J. Dickers (eds) : Fault tectonics in N.W. Europe. Geol. Mijnbouw, 56 , p. 311-327.

SURLYK (F.), 1980 - Denmark. in : Geology of the European countries. Denmark, Finland, Iceland, Norway, Sweden. C.N.F.G., Dunod, Paris. p. 1-54.

SVENSSON (H.), 1957 - Iakttagelser au isskuring inom västliga delar au den nord-norske strandflaten. Norsk. Geol. Tidsskr., 37 , p. 429-434.

SVENSSON (H.), 1959 - Syv Söstre. En glacialmorfologisk studie au ett Fjellområde vid Nordlandskusten. Norsk. Geogr. Tidsskr., 16 , p. 249-270.

TALVITIE (J.), 1981 - Deformation phases in the Blue Road Geotraverse Region of Finland. Earth Evol. Sci., 1 , n° 1 , p. 58-60.

TALWANI (M.) et ELDHOLM (O.), 1972 - Continental margin off Norway : a geophysical study. Bull. Geol. Soc. Am., 83 , p. 3575-3606.

TALWANI (M.) et ELDHOLM (O.), 1974 - Margins of the Norwegian - Greenland Sea. in : The Geology of Continental Margins. Burkc. et Drake C.L. (ed). Springer Verlag. p. 361-374.

TALWANI (H.) et ELDHOLM (O.), 1977 - Evolution of the Norwegian - Greenland sea. Geol. Soc. Amer. Bull., 88 , p. 969-999.

TALWANI (M.), MUTTER (J.) et ELDHOLM (O.), 1981 - The initiation of opening of the Norwegian Sea. Oceanologica Acta., n° spécial, Géologie des marges continentales, p. 23-30.

TANNER (V.), 1938 - Die Oberflächengestaltung Finnlands. Eine Übersichtliche Darstellung der Morphographie und Morphologie sowie der Morphogenie in chronologischer Beziehung. Utg. af. Finska Vet. soc., 86 . Helsingfors.

TARDY (Y.), 1969 - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse. Mém. du Serv. de la Carte géol. d'Als. Lor. 199 p.

TAYLOR (P.N.), 1975 - An early Precambrian age for migmatitic gneisses from Vikan in Bø, Vesterålen, north Norway. Earth Planet. Sci. Lett., 27 , p. 35-42.

TAYLOR (P.N.), 1978 - Interpretation of Pb isotope data from polymetamorphic Archean migmatites, Vesterålen, N. Norway. Earth Planet. Sci. Lett.

TERS (M.), 1973 - Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français. in : Le Quaternaire, Géodynamique, stratigraphie et environnement. 9e Congr. INQUA. Suppl. ou Bull. Ass. fr. Et. Quat., n° 36.

THEILEN (F.) et MEISSNER (R.), 1979 - A comparison of crustal and upper mantle Features in Fennoscandia and the Rhenisch Shield, two areas of recent uplift. Tectonophysics., 61 , 1-3 , Special issue : Plateau uplift : Mode and mechanism. p. 227-242.

THOMAS (M.F.), 1965 - Some aspects of the Geomorphology of domes and tors in Nigeria. Zeitschr. für Geomorph. N.F., 9 , 1 , p. 63-81.

- THOMAS (M.F.), 1974 - Granite landforms : a review of some recurrent problems of interpretation. in. Brown E.H. et Waters R.S. (eds). Progress in Geomorphology. Inst. Brit. Geogr. Spec. Pub., 7 , p. 13-37.
- THORN (C.E.) et HALL (K.), 1980 - Nivation : an arctic - alpine comparison and reappraisal. Journ. Glaciol., 25 , 91 , p. 109-124.
- TIETZE (W.), 1962 - Ein Beitrag zum geomorphologischen Problem der strandflute. Petermans Geogr. Mitt., CVI , p. 1-20.
- TOBI (A.C.), 1971 - The nomenclature of the charnochitic rock suite. Neues Jahrb. Miner. Mh., 5 , p. 193-210.
- TOLLAN (A.) et PYTTE ASVALL (R.), 1977 - Hydrologi og glasiologi. in Gjessing J. (ed) : Norges Geogr. Universitetsforlaget. Oslo - Bergen - Tromsø. p. 127-142.
- TORSKE (T.), 1972 - Tertiary oblique uplift of Western Fennoscandia; Crustal Warping in Connection with Rifting and Break-up of the Laurasian continent. Norges Geol. Unders., 273 , p. 43-48.
- TORSKE (T.), 1975 - Possible Mesozoic mantle plume activity beneath the continental margin of Norway. Norges Geol. Unders., 322 , p. 73-90.
- TOURET (J.), 1968 - The Precambrian metamorphic rocks around the Lake Vegar (Aust Agder, Southern Norway). Norges Geol. Unders., 257 , p. 1-45.
- TRENHAILE (A.S.), 1977 - Cirque elevation and Pleistocene snowlines. Zeitschr. für. Geomorph., 21 , 4 , p. 449-459.
- TRICART (J.), 1968 - Précis de géomorphologie - T. 1. Géomorphologie structurale. SEDES , Paris , 322 p.
- TRICART (J.) et CAILLEUX (A.), 1967 - Le modelé des régions périglaciaires. SEDES , Paris , 512 p.
- TULL (J.F.), 1973 - The geology and structure of Vestvågøy in Lofoten north Norway. Ph. D. Thesis. Rice University. Houston, Texas. 149 p.
- TULL (J.F.), 1977 - Geology and structure of Vestvågøy, Lofoten, North Norway. Norges Geol. Unders., 333 , 59 p.
- TWIDALE (C.R.), 1967 - Origin of the piedmont angle as evidenced in South Australia. Journ. Geol., 74 , 4 , p. 393-411.
- TWIDALE (C.R.) et BOURNE (J.A.), 1977 - Bornhardtts - an alternative view. Zeitschr. F. Geomorph., 21 , 3 , p. 363-365.
- UNDÅS (I.), 1938 - Kvartaerstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. Norsk Geol. Tidsskr., 18 , p. 81-217.

UNDÅS (I.), 1942 - On the marine limit of the Ra-period. Norsk Geogr. Tidsskr.

UNIVERSITE DE PARIS SUD, 1983 - Dynamique des chaînes de montagnes anciennes. L'exemple de l'Europe du Nord. Aspects de la recherche Univ. Paris-Sud, Laboratoire géol. struct. et appl., p. 15-20.

VAIL (P.R.), MITCHELL (R.M.) et TODD (R.G.), 1977 - Eustatic model for the North Sea during the Mesozoic. in N.P.F. Mesozoic Northern North Sea Symposium, Oslo, 12 . 35 p.

VANNEY (J.R.), 1977 - Géomorphologie des plates-formes continentales. Doin. Paris. 300 p.

VANNEY (J.R.), 1982 - Les bourrelets des boucliers anciens et leurs marges continentales. Bull. Assoc. Géogr. Fr., 489-490, p. 231-269.

VANNEY (J.R.) et JOHNSON (G.L.), 1976 - Geomorphology of the Pacific Continental margin of the Antarctic Peninsula. in : Hollister C.D. and Craddock C., and al : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. XXXV, Washington (U.S. Government Printing Office). p. 279-289.

VERSTEEVE (A.J.), 1975 - Isotope geochronology in the high-grade metamorphic Precambrian of Southwestern Norway. Norges Geol. Unders., 318? p. 1-50.

VEYRET (P.), 1968 - L'épaulement de la vallée glaciaire. A partir de la vallée de Chamonix, une nouvelle conception du problème. Rev. Géogr. Alpine, 56 , 1 , p. 43-64.

VEYRET (P.), 1971 - Processus de l'érosion et de l'accumulation glaciaires en action. Observations sur certains glaciers en crue du Massif du Mont-Blanc (étés 1968-1970). Rev. Géogr. Alpine, 59 , 2 , p. 155-170.

VEYRET (Y.), 1979 - Essai sur la terminologie glaciaire. Géogr. Phys. et Quat., 33 , n° 2 , p. 205-222.

VIGRAN (J.O.), 1970 - Fragments of a Middle Jurassic flora from northern Trøndelag, Norway. Norsk Geol. Tidsskr., v. 50 , p. 193-214.

VILBORG (L.), 1977 - The cirque forms of Swedish Lapland. Geogr. Annaler , 59 A , 3-4 , p. 89-150.

VIVIAN (R.), 1975 - Les glaciers des Alpes occidentales. Thèse, Grenoble. 513 p.

VIVIAN (R.), 1979 - The nature of the ice-rock interface : the results of investigation on 20000m² of the rock bed of temperate glaciers. Abstract. Journ. Glaciol., 29 , 89 , p. 413-414.

VOGEL (A.), 1976 - The Blue Road Geotraverse : the tentative synthesis of a lithospheric model. Geol. För. i Stockholm Förh., vol. 98 , p. 270-274.

VOGT (J.H.L.), 1905 - Om Andøens Jurafelt. Norges Geol. Unders., Årbok n° 5.

VOGT (J.H.L.), 1907 - Über die schräge senkung und die spätere schnäge Hebung des Landes im nördlichen Norwegen. Norsk Geogr. Tidsskr., I, 6.

VOGT (TH.), 1910 - Om eruptivbergarterne på Langøen i Vesteraalen. Norges Geol. Unders., 53 , VI.

VOGT (TH.), 1911-1912 - Landskapsformer i det ytterste au Lofoten. Norske Geogr. Selsk. Aarb., 23 , p. 1-50.

VOGT (TH.), 1914 - Geologisk beskrivelse til kartene over Helgeland Salten og Lofoten - Vesterålen. Norges Geol. Unders., 70.

VOISIN (L.), 1977 - Le modelé schisteux en zones froide et tempérée. Analyse géomorphologique d'une région type : l'Ardenne occidentale. Thèse doct. d'Etat. P aris. 2 vol. , 873 p.

VORREN (K.D.), 1978 - Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andøya, north Norway. Boreas, 7 , p. 19-38.

VORREN (T.O.), 1972 - Interstadial sediments with rebedded interglacial pollen from inner Sogn, West Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 52 , p. 229-240.

VORREN (T.O.), 1973 - Glacial geology of the area between Jostedal-breen and Jotunheimen, South Norway. Norges Geol. Unders., 291 , p. 1-46.

VORREN (T.O.) et ELVSBORG (A.), 1979 - Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway - a review. Boreas, vol. 8 , p. 247-253.

VORREN (T.O.) et ROALDSET (E.), 1977 - Stratigraphy and lithology of Late Pleistocene sediments at Møsvatn, Hardangervidda, South Norway. Boreas, 6 , p. 53-69.

VORREN (T.O.), STRASS (I.F.) et LIND-HANSEN (O.W.), 1978 - Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Troms and west Finnmark, northern Norway. Quaternary Res., 10 , p. 340-365.

WALDER (J.) et HALLET (B.), 1979 - Geometry of former subglacial water channels and cavities. Journ. Glaciol., 23 , 89 , p. 335-346.

WARHAFTIG (C.) et COX (A.), 1959 - Rock glaciers in the Alaska range. Bull. Geol. Soc. Am., 70 , p. 383-436.

WASHBURN (A.L.), 1979 - Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Edward Arnold, London, 406 p.

WATTS (A.B.) et RYAN (W.B.F.), 1976 - Flexure of the lithosphere and continental margin basins. in M.H.P. Bott (ed). Sedimentary Basins of continental margins and cratons. Development in Geotectonics, 12 , Elsevier . Amsterdam, p. 25-44.

WEERTMAN (J.), 1964 - The theory of glacier sliding. Journ. of Glaciol. 5 , p. 287-303.

WEERTMAN (J.), 1969 - Water lubrication mechanism of glacier surges. Can J. Earth. Sci., 6 , 4 , p. 929-942.

WEGMANN (E.), 1925 - Note préliminaire sur le profil en long de la chaîne calédonienne scandinave. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 225-226.

WEGMANN (E.), 1935 - Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundsch., t. 26, p. 305-350.

WEGMANN (E.), 1959 - La flexure orientale de la Drim et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves. Norsk Geol. Tidsskr., 39 , p. 25-74.

WERENSKIOLD (W.), 1911 - Søndre Fron. Norges Geol. Unders., 60 , 107 p.

WERENSKIOLD (W.), 1915 - The surface of Central Norway. Mem. Vol. Transcont. Exc. 1912 of the Am. Geogr. Soc. New-York., p. 357-365.

WERNER-JOHANNESSEN (T.), 1977 - Vær - og Klimaforhold. in : J. Gjessing (ed) : Norges Geografi., Universitets forlaget, Oslo, Bergen, Trondheim. p. 61-126.

WHALLEY (W.B.), 1976 - A rock glacier in Western Ross. Letters to the Editors. Scott. J. Geol., 12 (2) , p. 175-179.

WHITE (S.E.), 1976 - Rock glaciers and Block fields, Review and New Data. Quat. Research., 6 , p. 77-97.

WHITE (S.E.), 1976 - Is frost action really only hydratation shattering ? A review. Arctic Alpine Res., 8 , 1 , p. 1-6.

WHITE (W.A.), 1970 - Erosion of cirques. Journ. Geol., 78 , p. 123-126.

WHITEMAN (A.), REES (C.), NAYLOR (D.) et PEGRUM (R.M.), 1975 - North Sea troughs and plate tectonics. Norges Geol. Unders., 316 , p. 137-161.

WRÅK (W.), 1908 - Bidrag till Skandinaviens reliefkronologi. Ymer, 28 . Stockholm.

WRÅK (W.), 1916 - Sur quelques "Rasskars" (couloirs d'éboulis) dans les escarpements des vallées glaciaires en Norvège. Bull. Geol. Inst. Uppsala., 13 , 2 ,

ZADELHOFF (K.V.), GORLING (L.) et VOGEL (A.), 1981 - Optimization of crustal density models along the Blue Road Geotraverse by use of gravity data and additional constraints. Earth Evol. Sci., 1 , 1 , p. 34-37.

ZENKOVITCH (V.P.), 1967 - Processus of coastal development. Oliver and Boyd. Edinburgh and London. 738 p.

ZIEGLER (P.A.), 1975 - The geological evolution of the North Sea area in the tectonic framework of North-Western Europe. Norges Geol. Unders., 316 , p. 1-27.

ZIEGLER, 1978 - North Sea Rift and basin development. in Ramberg I.B. et Neumann E.R. (eds). tectonophysics and Geophysics of Continental Rifts. Nato ASI series, Ser. C. , D. Reidel Publ. Co. Dordrecht, Holland. p. 249-277.

ZIEGLER (P.A.), 1978 - North-Western Europe : Tectonics and basin development. in : A.J. van Loon (ed) : Key. notes of the MEGS.II (Amsterdam, 1978). Geol. Mijnbouw, 57 , p. 589-626.

ZIEGLER (P.A.), 1982 a - Faulting and graben formation in western and central Europe. Phil. Trans. R. Soc. London. A 305 , p. 113-143.

ZIEGLER (P.A.), 1982 b - Geological atlas of western and central Europe. Elsevier, Amsterdam. 131 p. , 40 cartes.

ZIEGLER (P.A.) et LOUWERENS (C.J.), 1979 - Tectonics of the North Sea. in Ocle R.T.E., Schüttenhelm and A.J. Wiggers (eds). The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis., 2 , p. 7-22.

ZIMMERMANN (M.), 1933 - Etats scandinaves. Régions polaires boréales. in. P. Vidal de la Blache et L. Gallois, géographie Universelle, t. III. Paris.

ZONNEVELD (J.I.S.), 1973 - Some notes on the last deglaciation in Northern Europe, compared with Canadian conditions. Arctic and Alpine Research., 5 , n° 3 , part. 1 , p. 223-228.

ØSTREM (G.), 1959-1960- Breer og morener i Jotunheimen. Norsk Geogr. Tidsskr., 17, 5.8, p. 210-243.

ØSTREM (G.), 1964 - Field work Norway. Ice . n° 15 . p. 4-8.

ØSTREM (G.), 1964 - Ice-cored moraines in Scandinavia. Geogr. Annaler. 46 - 3 . p. 282-337.

ØSTREM (G.), 1966 - The height of the glacial limit in southern British Columbia and Alberta. Geogr. Annaler , 48 A , 3 , p. 126-138.

ØSTREM (G.), HAAKENSEN (N.) et MELANDER (O.), 1973 - Atlas over breer i Nord-Skandinavia . Norges Vassdrags - og Elektrisitetsvesen og Stockholms Universitet. 315 p.

ØSTREM (G.) et KARLEN (V.), 1961 - Nigardsbreens hydrologi 1962. Norsk Geogr. Tidsskr. , 18 , p. 156-202.

ØSTREM (G.) et ZIEGLER (T.), 1969 - Atlas over breer i Sør-Norge, Norges Vassdr. Og Elektrisitetsvesen, Hydrologisk avdeling, Medd. n° 20. 207 p.

ÅM (K.), 1975 - Aeromagnetic basement complex mapping north of latitude 62° N Norway. Norges Geol. Unders., 316 . 351-374.





