

Le Bourrelet scandinave et les Calédonides : un essai de reconstitution des modalités de la morphogenèse en Norvège
The Scandinavian Oblique Uplift and the Caledonides: an attempt to reconstitute the morphological evolution in Norway
Die skandinavische Schwelle und die Kaledoniden: ein Versuch zur Wiedergabe der morphologischen Entwicklung Norwegens

Jean-Pierre Peulvast

Volume 32, Number 4, 1978

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/1000330ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/1000330ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Peulvast, J.-P. (1978). Le Bourrelet scandinave et les Calédonides : un essai de reconstitution des modalités de la morphogenèse en Norvège. *Géographie physique et Quaternaire*, 32(4), 295–320. <https://doi.org/10.7202/1000330ar>

Article abstract

This paper is a short study of erosion in Norway; first, it includes an analysis of the disposition of the types of relief (plateaus, valley generations). This study brings some precisions about the "pale surface" and allows, due to a more precise definition of structurally controlled forms and of differential erosion, a better appreciation of the influence of some preglacial features in the landscapes. After this attempt to identify the generations of landforms, the marks made by the major morphogenetic systems are analysed, especially those of glaciers, and of a chemical weathering which, in a few places, could be preglacial. These inherited landforms, the informations brought by some recent geological studies of sediments on the Continental Margin, and the analysis of the degrees of resistance, are used for interpreting the Norwegian landscapes evolution. It is confirmed that the major part of the oblique uplift of Norway is recent (Neo-gene); some stages of the preglacial morphological evolution are also shown.

LE BOURRELET SCANDINAVE ET LES CALÉDONIDES : UN ESSAI DE RECONSTITUTION DES MODALITÉS DE LA MORPHOGENÈSE EN NORVÈGE

Jean-Pierre PEULVAST, Laboratoire de géographie physique (L.A. 141), 191, rue Saint-Jacques, 75005 Paris, France.

RÉSUMÉ Les modalités de la morphogénèse liée au soulèvement du Bourrelet scandinave sont étudiées, tout d'abord grâce à une analyse de la disposition d'ensemble des types de reliefs (plateaux, générations de vallées) : ceci amène à réexaminer la notion de « surface paléique » ; appuyée sur une définition plus précise des reliefs structuraux et d'érosion différentielle, cette démarche permet de mieux envisager la part des formes préglaciaires dans le relief. Après cet essai d'identification des générations de formes, les marques des grands systèmes morphogénétiques sont analysées, l'accent étant mis sur l'influence des glaciations et sur les modèles d'altération, dont certains sont antérieurs à la dernière glaciation. C'est grâce à ces héritages, aux enseignements apportés par les travaux récents des géologues sur les sédiments tertiaires de la marge continentale, et à l'analyse des échelles de résistance des roches, qu'une interprétation des générations de formes peut être tentée à la fin de l'article. Elle confirme le caractère récent (Néogène) de l'essentiel du soulèvement de la Norvège et précise certaines étapes de la morphogénèse préglaciaire.

ABSTRACT *The Scandinavian Oblique Uplift and the Caledonides: an attempt to reconstitute the morphological evolution in Norway.* This paper is a short study of erosion in Norway; first, it includes an analysis of the disposition of the types of relief (plateaus, valley generations). This study brings some precisions about the "paleic surface" and allows, due to a more precise definition of structurally controlled forms and of differential erosion, a better appreciation of the influence of some preglacial features in the landscapes. After this attempt to identify the generations of landforms, the marks made by the major morphogenetic systems are analysed, especially those of glaciers, and of a chemical weathering which, in a few places, could be preglacial. These inherited landforms, the informations brought by some recent geological studies of sediments on the Continental Margin, and the analysis of the degrees of resistance, are used for interpreting the Norwegian landscapes evolution. It is confirmed that the major part of the oblique uplift of Norway is recent (Neogene); some stages of the preglacial morphological evolution are also shown.

ZUSAMMENFASSUNG *Die skandinavische Schwelle und die Kaledoniden: ein Versuch zur Wiedergabe der morphologischen Entwicklung Norwegens.* Die Vorgänge der Morphogenese in der skandinavischen Schwelle sind zunächst durch eine Analyse der allgemeinen Lage der verschiedenen Relieftypen (Tafelland, Talgenerationen) studiert worden, was uns zu einer genaueren Definition des Ausdrucks "paläische Oberfläche" führt. Durch diese Präzisierung des strukturellen Reliefs und der Differentialerosion ist ein besseres Verständnis der preglazialen Formen des Reliefs möglich. Nach diesem Versuch zur Identifikation der Formengenerationen, werden die Kennzeichen der wichtigsten morphogenetischen Systeme analysiert; besonders die der Gletscher und die von chemischer Erosion, welche in einigen Fällen preglazial sein könnten. Dank diesem Erbes und der Lehren neuerer geologischer Forschungen im Bereich der Tertiärsedimente des Kontinentalsaumes und der Analyse der Widerstandsstaffel des Gesteins, ist eine Interpretation der Formengenerationen am Ende des Artikels möglich. Sie bestätigt, dass der grösste Teil der norwegischen schrägen Hebung sehr jung (Neogene) ist, und bestimmt auch einige Etappen der preglazialen Morphogenese.

INTRODUCTION

Diverses synthèses ont déjà présenté les grandes lignes de la morphologie de la Norvège (AHLMANN, 1919; STROM, 1948; H. HOLTEDAHN, 1960; GJESSING, 1966-1967); mais les auteurs de ces travaux font ressortir le caractère incertain des reconstitutions de l'évolution morphologique préglaciaire dans un pays où les glaciers ont laissé une forte empreinte dans les paysages, et où les témoins sédimentaires de l'histoire secondaire et tertiaire sont rarissimes ou absents. La plupart des reconstitutions, sauf celles de RUDBERG (1954, 1962) reposent donc sur la simple analyse des formes, sans toujours tenir compte des facteurs structuraux. Une analyse tenant compte de ces facteurs, et l'appel à de nouvelles données géologiques permettent de renouveler l'approche de cet irritant problème.

Après un bref rappel des grands traits du relief norvégien, cet article traite des étapes de la morphogénèse et des marques visibles de l'histoire préglaciaire. Axée sur le problème de la mise en valeur dans le relief de traits structuraux fort anciens, et en particulier sur la coïncidence d'un bourrelet montagneux avec une chaîne vieille de 400 millions d'années, cette étude repose sur des méthodes d'analyse encore peu appliquées en Norvège.

L'analyse des formes structurales et de l'érosion différentielle, jointe à une étude critique des formes considérées comme préglaciaires (« paléiques »), permet d'affiner l'interprétation des générations de formes et de comparer l'efficacité des systèmes morphogénétiques successifs. L'étude d'altérites probablement héritées, interglaciaires ou préglaciaires, assez abondantes en Norvège du Nord, et les recherches des géologues sur les sédiments mésozoïques et tertiaires de la marge continentale et des bassins sédimentaires voisins apportent précisément des informations sur les conditions climatiques et tectoniques de l'évolution du Bourrelet scandinave. Grâce à ces données, et au moyen d'exemples surtout tirés de recherches personnelles sur le Jotunheimen et les îles Lofoten-Vesterålen, cet article tend à montrer que l'on peut désormais essayer de reconstituer une histoire dont les pages semblaient avoir à jamais été emportées par les glaciers.

I. LES GRANDES ASSOCIATIONS DE FORMES

1. LE RELIEF ET SES RELATIONS AVEC LA STRUCTURE (fig. 1 et 2).

En dehors d'une partie de l'Østlandet et du Finnmark, la Norvège s'identifie avec le Bourrelet scandinave, dont elle possède, sur 2000 km de longueur, la plus grande part (au S), ou la retombée occidentale (de la région de Trondheim à celle de Troms). Cette

ceinture montagneuse (Scandes) correspond en grande partie à la partie scandinave de la chaîne calédonienne (Calédonides), qui doit sa « résurrection » dans le relief à un vaste bombement dissymétrique récent et à l'érosion différentielle qui s'en est suivie.

Un précédent article (PEULVAST, 1977b) décrit les grandes lignes du relief norvégien, caractérisé par une dissymétrie fondamentale entre un *rebord occidental* étroit, abrupt, profondément découpé par des auges et des fjords venant mordre dans une ligne de faite plus élevée près des extrémités qu'au centre, et un *long versant oriental* descendant doucement vers le Skagerrak, l'Oslofjord, la Suède et la Baltique.

La limite orographique du Bourrelet scandinave ne coïncide que partiellement à l'E avec le front externe de l'orogène calédonien. Mais les structures calédoniennes sont bien exprimées dans le paysage (fig. 2).

De cette chaîne complexe, orientée SSO — NNE et coupée de sa partie groënlandaise par une vieille zone de distension elle-même divisée par l'ouverture tertiaire du Nord-Est de l'Atlantique, les Scandes incorporent, sur 80 à 200 km de largeur, un système de vastes nappes subhorizontales découpées dans le socle précambrien ou dans les formations volcano-sédimentaires calédoniennes préalablement plissées; ces nappes viennent reposer à l'E et au SE sur le Bouclier baltique, qui constitue l'avant-pays de la chaîne; le socle précambrien affleure en fenêtres à l'intérieur de l'édifice. Plus ou moins « calédonisé », il affleure dans la zone interne dont il forme parfois le soubassement, et il participe à l'actuel rebord NO des Scandes (îles Lofoten, massif de Namsos, gneiss de l'Ouest, entre Bergen et Trondheim).

2. LE BOURRELET MARGINAL (fig. 3).

Malgré la coïncidence relative entre l'axe de soulèvement récent et la chaîne calédonienne, les structures de celle-ci n'ont pas joué: il y a eu soulèvement en bloc selon un pli de fond dissymétrique, avec retombée brutale du côté atlantique le long de flexures ou de failles.

La montée vers le Bourrelet depuis l'E et le S est progressive, mais elle est accentuée par un étagement de surfaces. C'est le cas du bombement de socle précambrien qui en constitue l'extrémité méridionale, dans le Vest et l'Aust-Agder; un bas-plateau disséqué et parsemé de reliefs résiduels montant vers le N de 150 à 400 puis 500 m bute vers 59° N contre le rebord peu net des hautes terres massives qui s'élèvent progressivement vers le haut Telemark et le Hardangervidda, de 800 à 1 400 m; le Hardangervidda précambrien dominé par le front de la nappe du Jotun, porte des restes tectonisés de couverture cambro-silurienne.

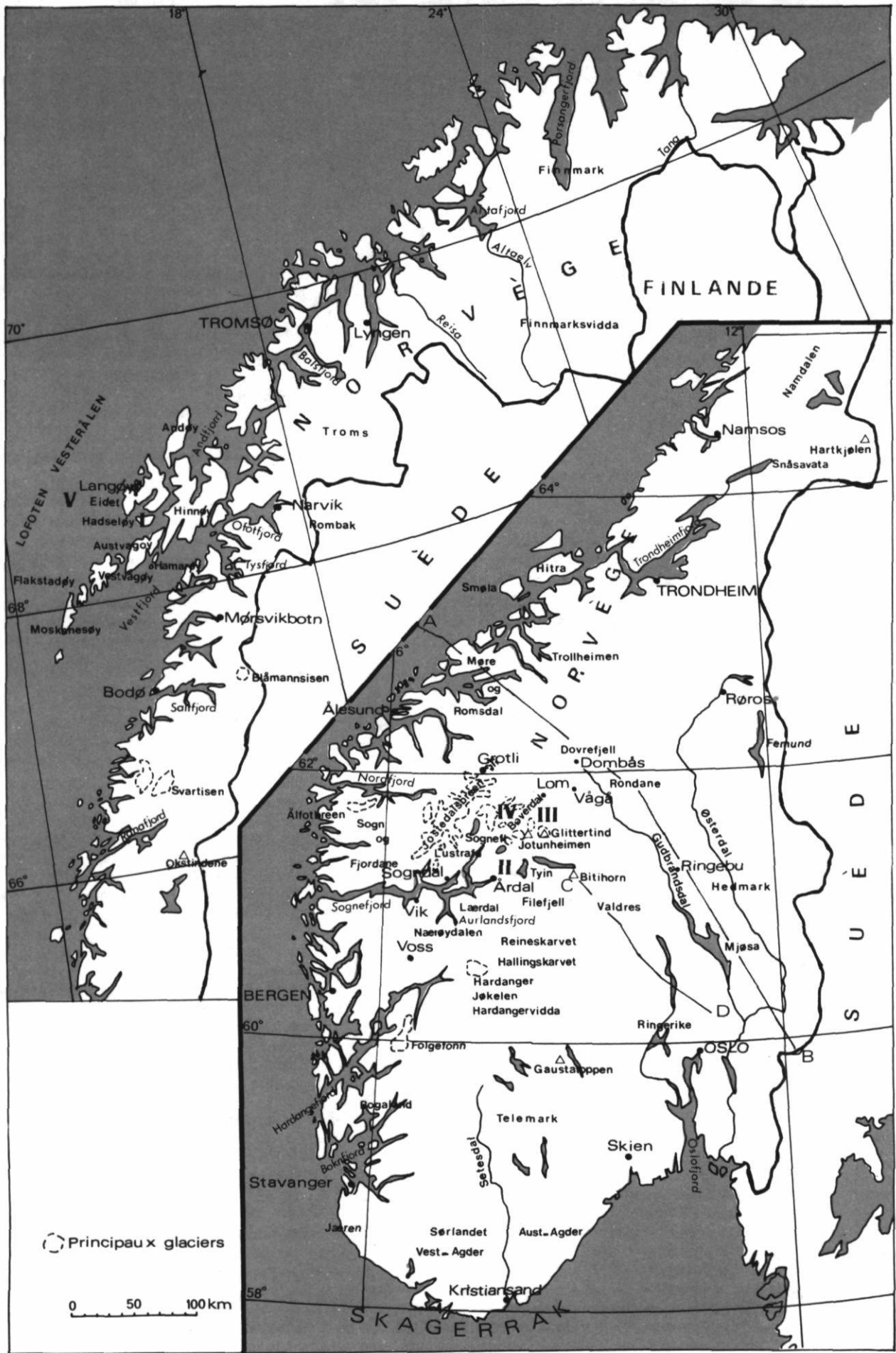


FIGURE 1. Schéma général de localisation.

Sketch-map of Norway.

À l'E du Setesdal, le plateau inférieur, accidenté de reliefs résiduels de plus en plus importants vers l'intérieur (dont celui qui porte le Gaustatoppen, quartzitique, à 1883 m) s'étend plus loin et se distingue mal d'éléments dégradés d'une haute surface, tout en insinuant des doigts de gant entre les lourds éperons annonçant le Hardangervidda: l'étagement est donc moins net dans cette région. On ne retrouve d'étagements plus nets que dans les profils recoupant le socle et les Calédonides: une basse surface s'élève de 400 m ou moins dans la région de l'Oslofjord jusque vers 1200 m dans le Hallingdal, le Valdres ou au pied des Rondane. Elle vient buter contre le rebord des nappes internes supérieures des Calédonides (analogue aux « *glints* » décrits en Suède par RUDBERG, 1962), du Hallingskarvet à l'E du Jotunheimen, et contre les lourdes « collines » sparagmitiques des Rondane; mais, outre le socle, elle tronque les « phyllites » charriées sous-jacentes à la nappe du Jotun, et une partie de la nappe sparagmitique. Dans le Jotunheimen sont conservés, au-dessus d'aplanissements locaux vers 1400 m, les restes d'une surface lourdement ondulée qui, entre

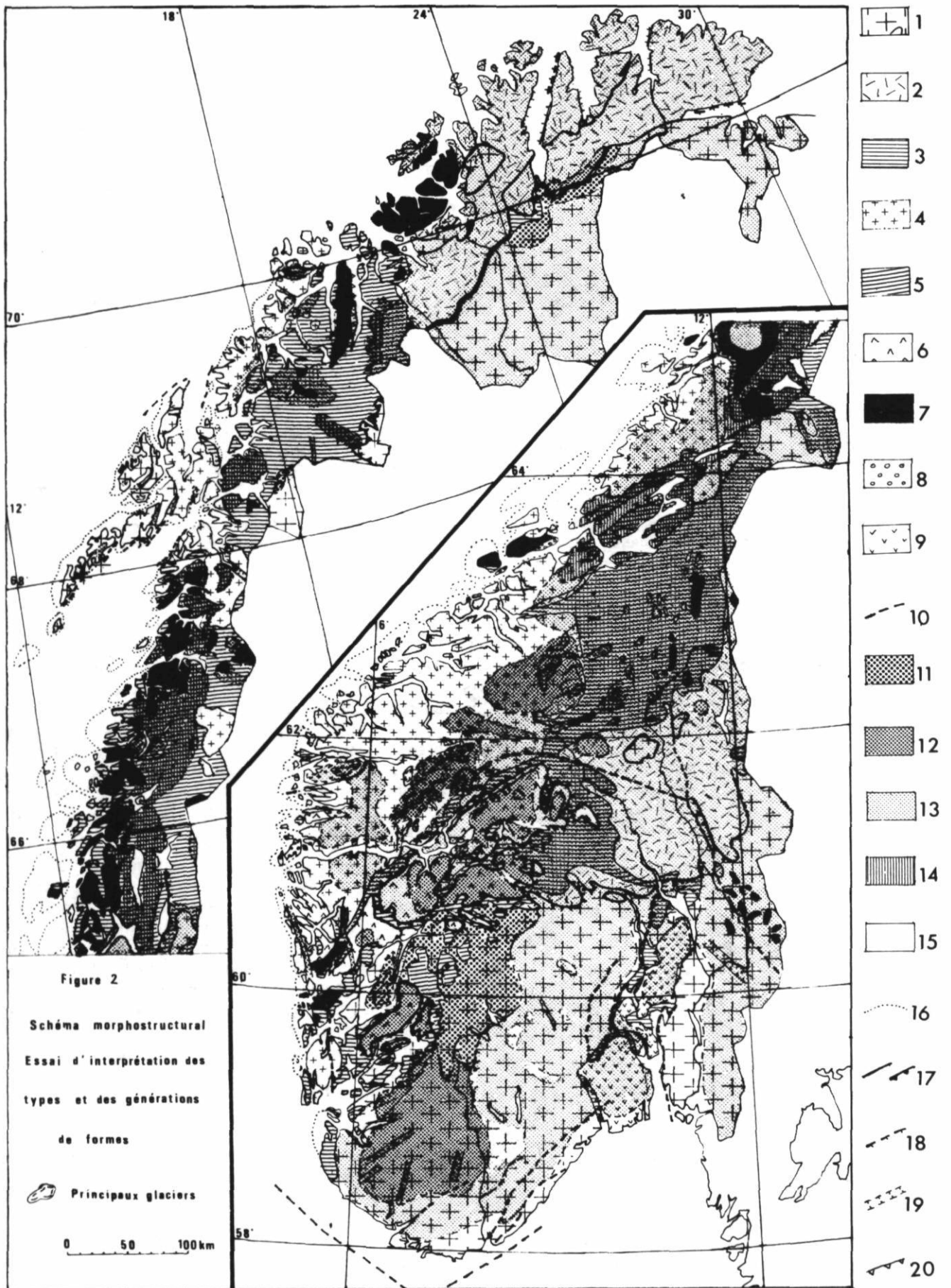
1700 et 1900 m, porte de lourds reliefs résiduels plus ou moins rongés par des cirques; ce niveau, considéré comme fondamental par STRØM (1948) se retrouve dans toutes les hautes terres du Centre-Ouest, du Hallingskarvet au N du Jotunheimen (massif du Galdhøpiggen: Gjuvfly; Kvitingsjølen) et au Dovrefjell, ainsi que dans les hautes terres gneissiques de l'Ouest (Hestbrepiggen, Jostedalsbreen). Les deux surfaces s'abaissent au N, dans la région de Trondheim, et deviennent plus difficiles à distinguer.

Ce n'est que dans le Troms et le Finnmark qu'on retrouve en territoire norvégien un étagement net sur la retombée du Bourrelet, avec les sommets tronqués des Alpes de Lyngen (environ 1800 m) dont les gabbros dominant le plateau développé plus bas sur les nappes métasédimentaires; celles-ci n'ont qu'un rebord mal dessiné sur la *vidda* précambrienne du Finnmark, et il semble que les deux unités soient tronquées par la même surface à reliefs résiduels, inclinée depuis les montagnes côtières vers le SE, de 1100 à 500 m.

FIGURE 2. Schéma morphostructural de la Norvège d'après PEULVAST (1977b) légèrement modifié. *Structure*. Le socle précambrien et sa couverture: 1) socle précambrien (gneiss, migmatites, roches intrusives variées, supracrustales), avec intrusions basiques; 2) Éocambrien (sparagmites, quartzites, gneiss); 3) Cambro-Silurien autochtone ou parautochtone. L'édifice calédonien: 4) socle précambrien « calédonisé »; 5) nappes de charriage principalement constituées de roches supracrustales (sparagmite du Valdres, phyllites, schistes carbonatés, calcaires...); âge éocambrien à silurien; 6) nappes cristallines; 7) intrusions basiques, trondhjémiques ou granitiques; 8) grès dévoniens discordants, plissés lors de la phase svalbardienne. Formations post-calédoniennes: 9) Permien éruptif (granites, syénites, roches volcaniques); 10) failles, grands linéaments (en partie d'après PROST, 1975). *Le Bourrelet scandinave: surfaces d'érosion et formes de dissection*. Formes « paléiques » plus ou moins bien conservées: le fjell. Les âges proposés pour certaines formes le sont en fonction des hypothèses avancées dans l'article (IV^e partie). 11) Surface infra-cambrienne exhumée, et topographies qui en dérivent par dégradation; elles conservent des lambeaux de métasédiments calédoniens; 12) restes de topographies anciennes plus ou moins planes, à reliefs résiduels, souvent abîmés (Paléogène?); 13) surfaces, d'érosion plus récentes (Néogène?), pouvant dériver partiellement de la regradation de surfaces plus anciennes; elles enregistrent les abaissements d'axe (aux extrémités) et l'ensellement (région de Trondheim) du « pli de fond » tertiaire. Formes de dissection: 14) reliefs de type appalachien; 15) autres formes de dissection, surtout à empreinte glaciaire; 16) strandflat (limite externe des strandflats immergés). Formes structurales: 17) front de chevauchement (barbules vers l'extérieur, là où forte expression dans le relief); 18) escarpement de faille; 19) principales vallées de ligne de fracture; 20) escarpement de ligne de faille. N.B. En l'absence d'abrupts cycliques nets, les limites de générations

de formes laissées en tiretés ne sont qu'indicatives et ont été établies en fonction de coupes faisant apparaître les facettes à très faibles angles de recoupement d'une surface de type polygénique (hautes terres de Norvège méridionale; PEULVAST, 1977b).

Morphostructural sketch-map of Norway. Structure. The Precambrian basement and its cover: 1) Precambrian basement (gneiss, migmatites, various igneous or supracrustal rocks), with basic intrusions; 2) Eocambrian (sparagmites, quartzites, gneisses); 3) Cambro-Silurian, autochthonous or parautochthonous. The Caledonian Chain: 4) "Caledonized" Precambrian basement; 5) thrust nappes, mainly supracrustals (Valdres sparagmite, phyllites, carbonaceous shales, limestones...); age: Eocambrian to Silurian; 6) crystalline nappes; 7) basic intrusions; 8) unconformable Devonian sandstones, folded during the Svalbardian stage. Post-Caledonian structures: 9) Permian eruptives (granites, syenites, volcanic rocks); 10) faults, main lineaments. The Scandinavian marginal swell: peneplains and forms of dissection. More or less preserved paleic forms: the "fjell". The ages proposed for certain forms are explained in the text (part IV). 11) Exhumed sub-Cambrian peneplain, and its forms of degradation, with relicts of the Caledonian cover; 12) remnants of old and more or less flat topographies, with residual reliefs, often strongly degraded (Paleogene?); 13) probably more recent peneplains (Neogene?), partially derived from older surfaces, by degradation. Forms of dissection: 14) Appalachian-like forms; 15) other forms of dissection, mainly with glacial sculpture; 16) strandflat (outer edge). Structural forms: 17) thrust front; 18) fault scarp; 19) main fracture line valleys; 20) fault line scarp. N.B. When the cyclic scarps are missing, the limits between form generations (dashed lines) are speculative, and they have been drawn from profiles which show the facets of polygenic-like peneplains (South Norway; PEULVAST, 1977b).



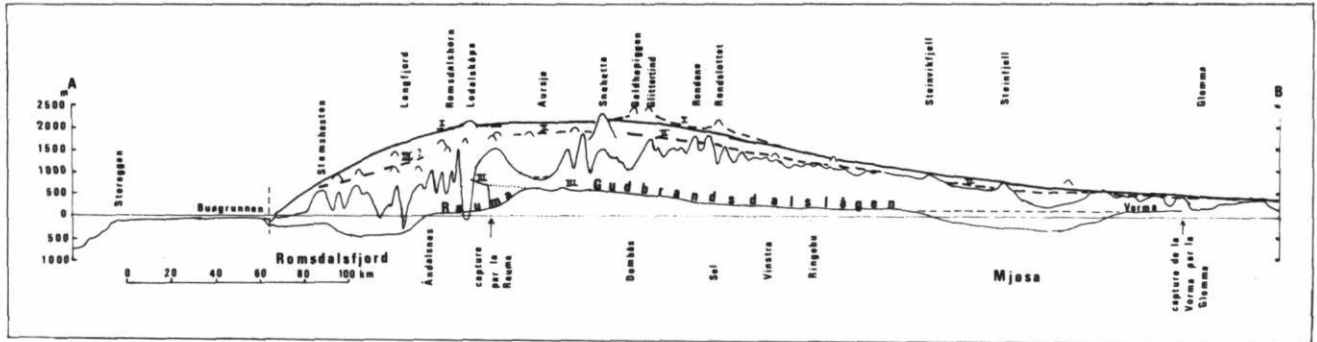


FIGURE 3. Coupe schématique du Bourrelet scandinave, d'après O. HOLTEDAHL (1960) et TORSKE (1972) modifiée, et PEULVAST (1977b). I, Surface supérieure, à reliefs résiduels (Paléogène ?); II, basse surface (Néogène ?); III, fonds de vallées préglaciaires (Pliocène ?). Remarquer la forte dénivellation entre les deux dernières générations de formes, maximale dans la zone principale de soulèvement de l'antéclise; la basse surface enregistre nettement le bombement.

La retombée occidentale du Bourrelet, souvent étroite et fortement disséquée (fjords de l'Ouest, fjords et sillons longitudinaux du Nord-Trøndelag et du Nordland) ne présente que plus rarement des étagements de surfaces (aux îles Lofoten, par exemple), en dehors de la plaine côtière que constitue, sur des largeurs de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres, le strandflat. Celui-ci s'inscrit dans une zone flexurée ou localement faillée, qui raccorde le Bourrelet scandinave à la plate-forme continentale creusée de sillons longitudinaux (O. HOLTEDAHL, 1960). Ce plateau continental est séparé de l'aire océanique par un talus que compliquent parfois des blocs continentaux effondrés (plateau de Vøring). Certaines failles, parallèles à la côte, sont directement observables, sur les lèvres de grabens contenant des sédiments mésozoïques: à Andøy (DALLAND, 1975), dans le Vestfjord SELLEVOLL, 1975; DEKKO, 1975).

II. LES GRANDS PROBLÈMES MORPHOSTRUCTURAUX

A. Surfaces d'érosion et « formes paléiques »

C'est une interprétation « cyclique » des plateaux norvégiens qui a fourni les premiers arguments pour les reconstitutions morphotectoniques préglaciaires. Divers travaux anciens (HELLAND, 1881; REUSCH, 1901; MACHACEK, 1908; AHLMANN, 1919) ont établi la notion de « surface paléique » pour décrire les surfaces d'érosion du fjell norvégien, les hautes vallées évasées suspendues par rapport aux auges glaciaires, les aspects de collines de certaines montagnes (Rondane, Dovrefjell).

Schematic profile across the Scandinavian Marginal Swell, from O. HOLTEDAHL (1960) and TORSKE (1972) modified, and PEULVAST (1977b). I, Upper peneplain with residual reliefs (Paleogene?); II, lower peneplain (Neogene?); III, preglacial valley floors (Pliocene?). There is a large difference of altitude between the last two form generations, greatest in the main uplifting zone of the antecline; the lower one is distinctly affected by deformation.

Selon STRØM (1948), l'érosion différentielle a localement exhumé, sous les sédiments des Calédonides, la pénéplaine infra-cambrienne (Hardangervidda, Finnmark oriental), qui doit sa topographie inégale au raclage glaciaire. Le reste de la Norvège porte principalement deux surfaces tertiaires. La surface supérieure, à 1800 m et plus, dans les massifs du Jostedalbreen et Jotunheimen, aurait été soulevée au Miocène (pas avant, sinon elle aurait été détruite par l'érosion); sa topographie était inégale. La surface inférieure, qui forme la *vidda* (haute plaine) de Norvège du Sud aurait été soulevée au Pliocène.

En fait, les arguments de datation manquent, et le nombre de niveaux est incertain. Sur le versant oriental du Bourrelet, RUDBERG (1954) rappelle le rôle réduit des topographies précambriennes exhumées en Suède septentrionale, et distingue dans le Västerbotten cinq régions morphologiques étagées, de la plaine côtière aux régions de montagne; à l'intérieur de cet ensemble, les formes préglaciaires porteraient la marque de treize cycles d'érosion, que l'auteur se refuse prudemment à dater. À l'O, peu de niveaux sont identifiées, et les aplanissements, d'ailleurs étroits, ne présentent guère de raccords latéraux évidents, surtout si l'on en compte autant que l'a fait EVERS (1962) en Norvège méridionale. Le strandflat, présent sur cette façade de 59 à 70° N pourrait cependant représenter la plus récente de ces surfaces.

BIROT (1970), en posant la question fondamentale de l'individualisation du Bourrelet, distingue dans la partie méridionale une surface culminante d'une surface inférieure tronquant le socle précambrien et une partie des nappes calédoniennes; il leur attribue respectivement des âges paléogène et néogène hypothé-

tiques. Plus au N, selon le même auteur, les vastes aplanissements inférieurs du versant oriental se seraient développés aux dépens d'une couverture sédimentaire cambro-silurienne, tendre, en avant des nappes calédoniennes plus métamorphiques, en mordant faiblement le socle exhumé, et en bénéficiant d'une situation déjà basse par l'effet d'une « flexure située un peu à l'Est du rebord montagneux actuel » (p. 158). Si RUDBERG (1954, 1962) fait observer que, dans le Västertoppen, le front montagneux (le rebord de la « région de piedmont ») peut ne pas correspondre au front des nappes calédoniennes et se fixer dans le socle, on peut remarquer en plusieurs secteurs du front montagneux norvégien une correspondance partielle entre les domaines structuraux et l'extension des surfaces d'aplanissement (dans le Valdres, par exemple, où la basse surface tronquant le socle et les nappes externes constituées de phyllites et de sparagmites, bute contre le *glint* du Jotunheim; fig. 4). Des abrupts cycliques coexistent donc sans doute avec des limites séparant des domaines structuraux inégalement sensibles aux processus d'aplanissement responsables des basses surfaces. De plus, sur ce versant oriental aux faibles pentes, il peut être difficile de distinguer une surface subcambrienne exhumée et des surfaces plus récentes, tant les angles de recoupement deviennent faibles vers le SE et la Suède méridionale, dans le domaine resté stable du Bouclier (RUDBERG, 1970).

Les reconstitutions, déjà compliquées par les influences structurales, sont d'autant plus difficiles que les glaciers n'ont laissé pratiquement aucun dépôt en place permettant la datation des surfaces; et leur action est telle que l'origine des formes visibles reste incertaine; des auteurs comme RUDBERG (1954) et KAITANEN (1969) affirment que ce rôle est resté modeste,

comme le montre par exemple la préservation de modèles interprétés comme préglaciaires (tors).

Si RUDBERG (1965, 1966) conserve pour le Västertoppen une interprétation cyclique des étagements de formes en refusant de l'appliquer à la Norvège occidentale trop transformée au Quaternaire, GJESSING (1967) donne des formes « paléiques » à la distribution souvent irrégulière une autre interprétation. Rarement représentées par des surfaces planes, ces formes « paléiques » sont simplement définies comme des topographies contrastant avec les formes jeunes, essentiellement glaciaires ou fluviales, qui s'y enfouissent. Elles sont composées, selon Gjessing, de bassins évasés de formes variées, d'altitudes diverses, encadrés par des collines arrondies que 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 niveaux de base locaux variés (bassins endoréïques); chaque « niveau » ainsi élaboré aurait évolué indépendamment.

Plus que de surfaces, il faudrait donc parler de topographies différenciées, étagées ou emboîtées. Mais une telle reconstitution montre que la tentation est grande de tirer de la simple analyse des formes des conclusions sur leur genèse, et sur la morphogénèse préglaciaire de la Norvège dans ses rapports avec le soulèvement tertiaire. Ainsi Gjessing, sur la foi des témoignages de la topographie, compare les formes « paléiques » aux modèles de régions semi-arides, et établit des analogies avec les formes héritées des parties actuellement tempérées humides de l'Europe (Écosse, Allemagne, etc.); il insiste sur le rôle de la crypto-altération responsable de la formation d'alvéoles ultérieurement déblayés, et des phénomènes de pédimen-

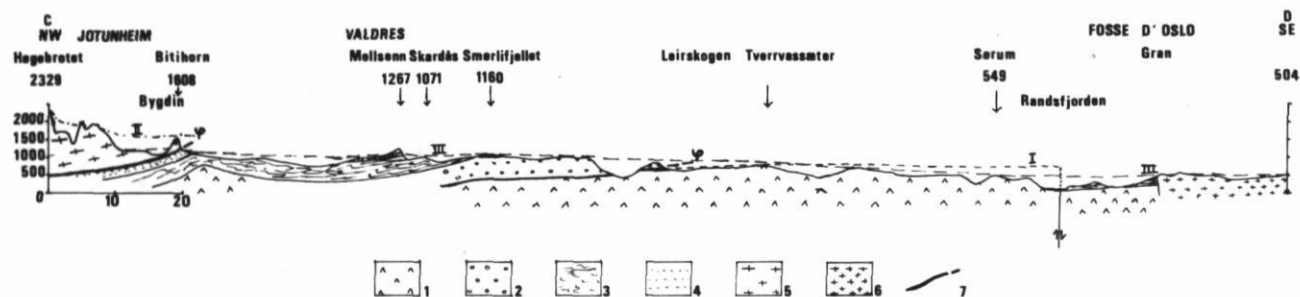


FIGURE 4. Le versant oriental du Bourrelet scandinave (du Jotunheimen au fossé d'Oslo). 1) Bouclier précambrien; 2) sparagmite (éocambrien); 3) phyllites cambro-siluriennes; 4) sparagmites du Valdres (quartzo-leptynites); 5) nappe du Jotun (gneiss à pyroxène); 6) roches intrusives permienne (syénites...) du fossé d'Oslo; 7) plan de charriage. I, Surface infra-cambrienne; II, haute surface d'érosion à reliefs résiduels (profil d'après les plateaux environnant le Bitihorn) (Paléogène?); III, basse surface (Néogène?).

The eastern slope of the Scandinavian Marginal Swell (from Jotunheimen to the Oslo graben). 1) Precambrian basement; 2) sparagmite (Eocambrian); 3) Cambro-Silurian phyllites; 4) Valdres sparagmite (quartz-leptynites); 5) Jotun nappe (pyroxene gneisses...); 6) Permian intrusive rocks (syenites...) of the Oslo fault zone; 7) thrust plane. I, Sub-Cambrian peneplain; II, upper peneplain with residual reliefs (profile established from plateaus around Bitihorn) (Paleogene?); III, lower surface (Neogene?).

tation sous l'effet des climats tertiaires supposés chauds et plus ou moins secs. Il est vrai que certaines formes comme les «fly», sortes de vastes glacis décrits par STRØM (1945) au pied des Rondane et présents aussi dans le Jotunheim oriental, peuvent évoquer des pédiments. RUDBERG (1954) a suggéré la ressemblance des plaines de l'intérieur du Västerbotten avec des plaines à Inselberge. KAITANEN (1969), s'appuyant sur les données paléoclimatiques fournies par BÜDEL (1963) et sur une analyse des systèmes de pentes en Laponie, parvient à la même conclusion. Reconnaissons aussi que, dans une région assez voisine, GODARD (1965) attribue à des conditions morphogénétiques de ce type l'élaboration de la «surface écossaise» (elle remonterait à la fin du Miocène).

Les arguments topographiques (systèmes de pentes, répartition de surfaces planes souvent discontinues, établis d'après les cartes et les panoramas) sont insuffisants pour la reconstitution des niveaux d'érosion, comme l'ont montré les polémiques sur les travaux de Evers (ANDERSEN, 1965-1966; HOLTEDAHL, 1965-1966; RUDBERG, 1965-1966). Beaucoup de reconstitutions ne s'appuient sur aucun argument sédimentologique ou pédologique susceptible de donner une idée des conditions morphogéniques préglaciaires, et les datations de niveaux ne peuvent guère être fondées. De plus, l'évaluation de l'action des glaciers sur ces formes est imparfaite. Les glaciers ont souvent défoncé les hautes surfaces, parfois réduites à des topographies chaotiques (plateaux autour du lac Tyin, par exemple) ou à des sommets qu'il est aléatoire de relier (Norvège occidentale et du Nord); ils ont pu créer des replats, sous forme d'épaulements dans les vallées, ou de planchers de cirques coalescents, comme ceux que l'on observe à l'amont des fly du Jotunheimen oriental (autour du Sjudalen). Les glaciers ont pu aussi exercer quelque érosion différentielle sur les plateaux, dégageant des formes structurales et multipliant des étagements (ainsi, les plateaux à pseudo-cuestas et reliefs monoclinaux de la région VikVoss ou du Sognefjell). Enfin, ils ont laissé un manteau de moraine et de dépôts fluvioglaciaires parfois très épais en Norvège orientale, empâtant localement certains modelés et formes structurales (versants empâtés du Veodalen ou du Sjudalen, dans l'Est du Jotunheim). De plus, beaucoup de formes «paléïques» dérivent de topographies différenciées (collines) dont le style peut se confondre avec l'éroulé qu'à pu créer l'inlandsis sur les plateaux.

Le témoignage apporté par les formes «paléïques» sur l'évolution morphologique préglaciaire du Bourrelet scandinave est donc d'interprétation difficile, d'autant plus que ces formes interfèrent fréquemment avec des reliefs structuraux dont la place dans le schéma évolutif est incertaine.

B. Les formes «paléïques» et la structure

Des confusions sont possibles entre les formes paléïques et les formes structurales (surfaces structurales surtout). Gjessing traite des formes développées «en terrain homogène». Or, il est rare qu'il existe une quelconque isotropie structurale dans un domaine de socle, même pétrologiquement homogène, et à plus forte raison dans une chaîne plissée.

1. LE CAS DES PLATEAUX

La seule étude des cartes topographiques peut amener, comme dans le Jotunheimen, à multiplier les niveaux. Sur le terrain, ces surfaces sont irrégulières et correspondent parfois en partie à de petites surfaces structurales dégagées dans la nappe le long des plans mylonitisés. L'identification n'est sûre que là où les structures planaires sont recoupées par des surfaces planes. C'est le cas des surfaces très régulières qui recoupent les «phyllites» et les sparagmites du Valdres à l'E de la nappe cristalline du Jotun; de même, un plan rigide tronque les sparagmites au SE des Rondane; les gneiss au NE du Trondheimsfjord sont également recoupés par des topographies très planes. Mais souvent, les topographies de plateaux sont plus accidentées, et correspondent aux systèmes de collines et de dépressions décrits par Gjessing; c'est le cas en particulier des surfaces développées dans les domaines de gneiss calédonisés, et dans le socle précambrien: Hardangervidda, Norvège S, Finnmarkevidda (KAITANEN, 1969).

Précisant la suggestion de RUDBERG (1954) par une étude morphométrique, Kaitanen attribue des reliefs à d'anciens systèmes de pédiments et d'inselberge plus ou moins retouchés, et il nie les influences structurales dans leur répartition (il semble cependant que dans certains points du Västerbotten — observations réalisées en 1977 en compagnie de A. Godard — certains de ces reliefs résiduels correspondent à des roches particulièrement résistantes: roches basiques, roches métavolcaniques). De toute façon, quelle qu'en soit l'origine, et le degré de modification par les glaciers, ces surfaces planes avec ou sans reliefs résiduels s'ordonnent en vastes surfaces d'érosion, parfois étagées, pouvant recouper des structures variées.

L'identification des versants «paléïques» pose encore plus de problèmes: seuls ceux, non retouchés par des cirques ou par l'abrasion marine, qui dominent des profils d'érosion eux-mêmes identifiables, peuvent être considérés comme tels. C'est le cas de quelques versants du pourtour du Jotunheimen (à l'E surtout, et autour du Hestbrepiggen, du Dovrefjell ou des Rondane ou encore, aux Lofoten-Vesterålen, de quelques versants dominant la surface de 300-400 m, dans

le Centre-Sud de Hadseløy, sur Vestvågøy ou sur Flakstadøy (fig. 5). Ailleurs, les versants dominant le strandflat, ceux des vallées ou des bassins surcreusés ont été beaucoup plus remaniés. La part relative des niveaux d'érosion et des formes structurales dans les modelés ne peut donc être déterminée que dans des cas circonscrits.

L'exemple cité plus haut du Jotunheim oriental a montré que, dans certains cas, l'étagement de surfaces d'érosion peut souligner le dispositif structural (fig. 4). Dans ce cas, la basse surface est développée entre 1100 et 1300 m dans des roches très altérables (phyllites) ou fortement fracturées (sparagmite du Valdres, où des lits micacés favorisent d'ailleurs la météorisation) au pied d'un escarpement monoclinale localement vigoureux (Bitihorn) correspondant aux roches basiques massives et peu poreuses de la nappe du Jotun. Cette surface, pauvre en reliefs résiduels (Melene) mord localement dans la nappe (par exemple dans les roches acides très tectonisées des rives du Vinstravatn) et descend doucement vers le SE en recoupant la nappe plate des sparagmites, puis le socle, sous un angle très faible. Son élaboration, aux dépens de roches tendres, fissiles, ou d'une faible tranche de socle, ne suppose pas une érosion aussi agressive et prolongée que celle qui est requise pour expliquer l'aplanissement partiel vers 1800 m des gneiss à pyroxène du Jotun. La distinction difficile ici entre abrupt cyclique et rebord de relief résiduel complique l'identification de générations de formes distinctes; mais le fait que l'aplanissement inférieur épargne des roches auparavant arasées (les gneiss à pyroxène et les gabbros du Jotun) suggère une différence de système morphogénique plus accusée que celle résultant du simple déclenchement (tectonique?) d'un nouveau cycle d'érosion.

De même, dans le Hardangervidda, l'érosion travaillant en contrebas des lambeaux aplanis de la nappe du Jotun, n'a eu à dégager que des métasédiments tendres pour exhumé la surface infra-cambrienne dont dérive la topographie actuelle de plateau bosselé (les lambeaux exhumés proprement dits se réduisent, selon SCHIPULL, 1974, à d'étroites franges entourant les pastilles de micaschiste).

Reconnaissons à l'opposé que, dans d'autres régions, le dispositif structural n'a pas d'expression dans les limites de formes étagées et que, par exemple, les Rondane et la surface d'érosion qui les entoure sont développés dans la même unité (sparagmite).

Sur le versant occidental du Bourrelet, là où l'étagement reflète plus directement les étapes du soulèvement, l'indépendance vis-à-vis de la structure n'est pas beaucoup plus grande. Les effets des reprises d'érosion ont été plus vigoureux, au moins dans les



FIGURE 5. Saeterfjell (571 m) et Varfjell (345 m) depuis le col d'Ånstad, sur Hadseløy (îles Vesterålen, Norvège du Nord). Exemple de versant «paléique» intact (sauf au droit du petit lac noir, où un petit glacier de cirque a fonctionné), dominant la surface d'érosion de 350 m. À gauche, principalement des mangérites rétro-morphosées (monzonites); à droite (plateau), ferromonzonite.

Saeterfjell and Varfjell, from Ånstad pass (Hadseløy, Versterålen Islands, Northern Norway). "Paleic" slope above the 350 m peneplain.

dernières phases. La haute gouttière dans laquelle s'enfoncent le Lustrafjord et le Sogndalsfjord souligne grossièrement un dispositif qui est là aussi de type monoclinale, utilisant les méta-sédiments cambro-siluriens (phyllites, quartzites) et la «sparagmite du Valdres», mais mordant aussi les anorthosites du Jotun (sauf quelques reliefs résiduels) et même les gneiss de l'O (fig. 6). Les éléments de surfaces ne sont cependant identifiables que localement, du fait d'une très forte érosion glaciaire, plus destructrice qu'à l'E.

Ainsi, les îles Lofoten, dont les sommets sont tronqués vers 800 — 900 m, portent une surface d'érosion vers 350 — 400 m, le strandflat apparaissant comme le dernier étage. Si la première de ces surfaces (hypothétique) recoupe toutes les structures, le contrôle structural redevient net au-dessous, la surface de 350-400 m respectant en général les volumes en mangérite massive et ne recoupant que certains gneiss et roches basiques: les abrupts séparant la surface des sommets, ou du strandflat, soulignent certains contacts géologiques. Ce dispositif est très net sur Flakstadøy (PEULVAST, 1975, 1977a). Dans cette île montagneuse, un massif de mangérite allongé SSO-NNE forme la crête axiale, avec de vigoureux pics de 600 à 900 m; de part et d'autre de ce massif (éventré, il est vrai, par une grande dépression sur sa bordure E), des hauteurs plus modestes, des cuvettes, des plateaux plus ou moins réguliers, et le strandflat, sont modelés dans des gneiss rubanés ou migmatiques

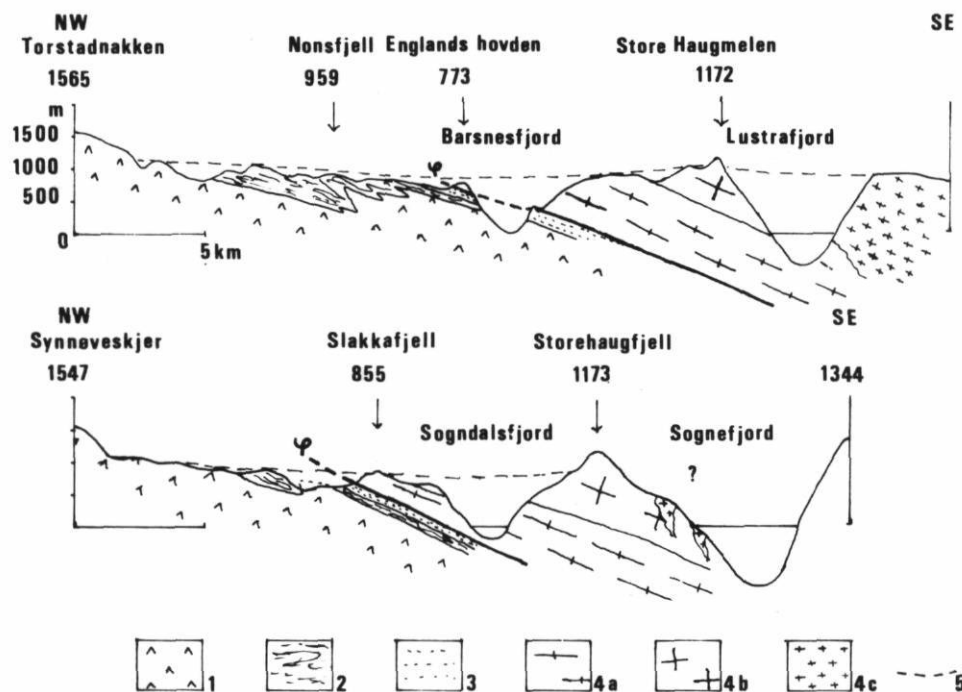


FIGURE 6. Formes glaciaires et préglaciaires sur la bordure NO de la nappe du Jotun. 1) Gneiss de l'O (socle «calédonisé»); 2) métasédiments (phyllites) cambro-siluriens; 3) série quartzo-leptynitique; 4) nappe du Jotun; a) partie basale mylonitisée; b) anorthosites; c) filons de trondhjemite (l'ordre est celui de la superposition des unités tectoniques); 5) ancienne gouttière préglaciaire.

Glacial and preglacial forms on the NW margin of the Jotun nappe. 1) Western gneisses ("Caledonized" basement); 2) Cambro-Silurian metasediments (phyllites); 3) quartz-leptynite sequence; 4) Jotun nappe: a) mylonitized basal part; b) anorthosites; c) trondhjemite dykes; 5) preglacial valley floor.

variés (O et NO de l'île) et, à l'E, dans un complexe basique stratifié (norite, troctolite, anorthosite); dans celui-ci surtout et localement sur certains gneiss, des éléments de la surface d'érosion de 350-400 m des Lofoten, sont conservés. De véritables reliefs monoclinaux existent localement (dans la série basique).

Aux îles Vesterålen, les reliefs sont souvent plus vigoureux dans les roches de faciès granulite que dans celles de faciès amphibolite, plus volontiers aplanies ou excavées (W. L. Griffin, comm. orale, et observations personnelles).

Les associations de formes précédemment décrites se situent au niveau des plateaux, des formes «paléïques»; elles se distinguent nettement des formes glaciaires développées en contrebas, et qui exploitent la structure d'une autre façon. Les distinctions sont moins aisées dans le domaine de la nappe de Trondheim et dans le Nordland; les formes structurales y sont associées à un relief très aéré (Nordland surtout), sans formes «paléïques» bien identifiables en dehors des lanières de plateaux de la région du Trondheimsfjord: des formes monoclinales, crêtes (quartzites, calcaires) et dépressions (schistes, trondhjemites parfois), sont dégagées, mais il existe peu de ruptures de pente significatives, sur cette façade occidentale profondément défoncée, entre ces formes développées à des altitudes variées dans les massifs, sur les plateaux et les interfluves, et les vallées actuelles. Les étapes de l'érosion différentielle sont donc mal identifiables dans ces régions.

Le problème est analogue dans la région des arcs de Bergen où une topographie différenciée se développe probablement à partir d'un ancien plateau incliné vers l'O; le strandflat, comme les entailles de surcreusement glaciaire (fjords et détroits) s'insinuent à la faveur de bandes de micaschistes (site de Bergen, par exemple), de gabbro, d'anorthosite, de gneiss amphibolitiques, ou micacés (façade externe: Store Sotra), respectant certains massifs granitiques (Bergen), ou des bandes de conglomérats, de trondhjemite ou de mangérite. Il est difficile de distinguer ici, tant se mêlent les facteurs de résistance à l'altération et aux processus mécaniques dans une zone très tectonisée, la part respective d'une différenciation préglaciaire du relief et du travail des glaciers (sauf dans les bandes surcreusées). Les bordures du fossé d'Oslo (O. HOLTEDAHN, 1960, p. 511) posent le même problème.

Au total, l'étagement des formes peut ne pas refléter seulement une succession de cycles liés au rythme inégal du soulèvement tertiaire, mais aussi l'effet de systèmes morphogénétiques différents dont les agents ont pu dans certains cas travailler, comme le fait remarquer Gjessing, à divers niveaux à la fois (les inlandsis, par exemple, dont les modes d'action ont été divers selon le relief du substratum). Mais alors que GJESSING (1967, p. 76) estime que là où le contrôle structural est très fort, «the texture and the slopes... are more or less independant of the agencies which affected the sculpturing of the surface», les exemples

exploitée selon les époques; cette exploitation exprime bien la succession des systèmes morphogénétiques, bien que la réserve de Gjessing soit justifiée dans les dernières régions citées, trop marquées par les phénomènes de convergence.

2. LE CAS DES VALLÉES

Les vallées sont en général beaucoup plus retouchées que les plateaux par les glaciers. C'est net surtout sur le versant atlantique, où le modelé est entièrement glaciaire, et où les parois d'auges viennent recouper directement le fjell. Mais les branches internes du Sognefjord et leurs prolongements, les vallées transversales de la ligne de faite (dans les roches du Jotun ou dans les gneiss de l'O), les grandes vallées de l'E se composent souvent de berceaux évasés au profil longitudinal en pente douce, et dont le plancher est entaillé par des auges ou par des gorges fluviales, étroites et plus inclinées; ces amples vallées peuvent se prolonger par des replats rocheux sur les flancs des auges. Les profils longitudinaux et transversaux de ces formes, considérés comme préglaciaires, ont été utilisés pour la reconstitution des anciens réseaux hydrographiques (AHLMANN, 1919, dans la région de Sognefjord, par exemple). Mais les vallées suspendues au-dessus des grandes auges elles-mêmes fortement modelées par la glace, ne le sont que au niveau de ces replats. Ceux-ci ne se raccordent pas toujours de façon précise entre eux, mais peuvent parfois coïncider avec des contacts structuraux: c'est

le cas, à l'E du Sognefjord, des replats prolongeant le fond de l'auge évasée du Smeddalen vers le Laerdal, et qui correspondent à la surface du socle précambrien exhumée par le recul des versants susjacentes. (fig. 7).

GJESSING (1966) a procédé à la reconstitution de vallées et même de réseaux préglaciaires d'après l'analyse des replats, par exemple en Norvège orientale, dans le Gudbrandsdal, où les planchers de vallées affluentes, comme celle de la Vinstra, se raccordent à ces replats, et sont entaillés par des gorges se raccordant au fond actuel. De tels replats existent aussi en Norvège occidentale sur les rives des fjords, où ils semblent dessiner d'anciennes vallées évasées, au fond surcreusé; les têtes des fjords ou de grandes auges entaillent souvent en «bouts du monde» des vallées suspendues, elles-mêmes en forme d'auges, parfois évasées (Vøringfoss, dans le Hardanger, Geirangerfjord); certaines sont même décapitées, une capture s'étant produite aux dépens d'un ancien réseau autrement orienté, et au profit du bassin versant du fjord; c'est le cas du Naerøydalen à Stalheim (H. HOLTEDAHL, 1960) ou de la tête de la Gudbrandsdalslågen (fig. 3).

La glace a donc travaillé à partir d'anciens réseaux, qu'elle a plus ou moins bouleversés. Mais l'interprétation de leurs restes est délicate; Gjessing a montré que certaines générations de replats résultent du creusement en contrebas d'un fond de vallée façonné par recul d'un «bout du monde» (sous l'effet de la cascade fonctionnant lors des phases fini-et interglaciaires),

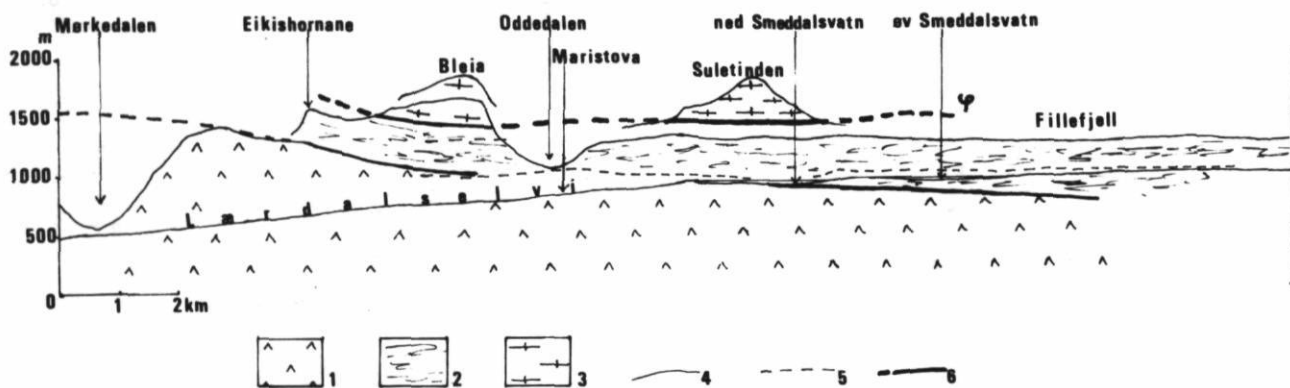


FIGURE 7. Projection sur un même plan du profil longitudinal du Laerdalen supérieur, des replats, du rebord des plateaux et des reliefs de la rive gauche. 1) Socle précambrien, fenêtre du Morkedalen; 2) métasédiments (phyllites) cambro-siluriens; 3) nappe du Jotun (granites, monzonites, mangerites leucocrates, syénites à hypersthène, gneissiques à la base); 4) profils topographiques; 5) replats; 6) contacts géologiques, plans de charriage. Remarquer que le replat structural au-dessus de Maristova coïncide avec le prolongement SO d'un ancien fond de vallée orienté vers le réseau de la Begna, décapité par le Laerdalen; la structure sert de support aux formes «cycliques».

Projection on a same plane of the longitudinal profile of Upper Laerdalen, the benches, the edge of the plateaus and the left bank mountains of the valley. 1) Precambrian basement (Morkedalen window); 2) Cambro-Silurian metasediments (phyllites); 3) Jotun nappe (granites, monzonites, leucocratic mangerites, hypersthene syenites); 4) topographic profiles; 5) benches; 6) geological contacts, thrust planes. The structural bench above Maristova coincides with the SW continuation of a former valley floor directed towards the Begna (right) and cut by Laerdalen. "Cyclic" forms are supported by the structure.

et que ces formes sont donc simplement liées à l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires. Il est donc souvent impossible de savoir si l'on reconstitue, à partir des replats, souvent bien raclés par la glace, l'aspect préglaciaire des vallées, ou simplement des traces laissées par les étapes du creusement glaciaire, séparées par des phases de façonnement fluvial. De plus, certaines gorges de raccordement sont liées au travail de torrents sous-glaciaires, comme l'attestent des formes onduleuses («*plastically sculptured forms*»; DAHL, 1965) sur les parois; elles n'impliquent donc pas de succession chronologique (Arøyelv, à la tête du Sogndalsfjord, fig. 8).

Les vallées «paléiques» reconstituées d'après les replats ou restées peu surcreusées, comme celle des zones larges de partage des eaux (Filefjell, Tyadalen, région de Grotli) sont en général des auges plus évasées et mieux calibrées que les grandes auges qui les entaillent à l'aval. Les versants sont convexo-concaves ou parfois concaves; cette forme peut dans certains cas souligner la structure, la corniche sommitale correspondant à une roche très résistante surmontant des couches plus tendres: c'est le cas du Tyadalen (fig. 9). Le rôle de la structure peut être important aussi dans la disposition des replats; certains d'entre eux, réunis par des lignes imaginaires au prix d'approximations, sont surtout structuraux; c'est le cas des replats du Sognefjord, visibles entre 400 et 600 m d'altitude au confluent du Sogndalsfjord et de l'Aurlandsfjord, ou dans la région de Vik i Sogn; certains correspondent au recul de niveaux myloni-

tisés à l'intérieur ou à la base de la nappe du Jotun, dégageant des bancs résistants.

D'autres peuvent être des épaulements glaciaires. Le problème est le même pour les banquettes prolongeant le strandflat sur les rives des parties externes des fjords, de part et d'autre des grands surcreusements; seule l'existence d'altérites héritées à la base de quelques versants dominant ces replats peut en indiquer une origine antérieure à la dernière glaciation (E de Hadseløy, aux Vesterålen).

L'identification des réseaux préglaciaires est elle aussi délicate, du fait des bouleversements apportés par les glaciers, tels que captures — démontrées sur une carte établie par GJESSING en 1966 —, changements de pente d'une même vallée, profil longitudinal irrégulier, replats défigurés. Les auteurs s'accordent en général pour attribuer à l'érosion régressive déclenchée par le surcreusement glaciaire, comme celle exercée, lors de certaines phases de déglaciation, par des émissaires de lacs retenus par les immenses masses de glace morte du versant baltique, les gains du réseau atlantique aux dépens du réseau oriental (RUDBERG, 1976). Certains n'hésitent pas à faire remonter au Tertiaire ce déplacement vers l'Est de la ligne de partage des eaux (TORSKE, 1975), les arguments restant cependant insuffisants.

D'ailleurs, des vallées glaciaires entaillent directement le fjell et semblent ne rien devoir à un réseau préglaciaire (comme le Naerøydalen, dont les parois subverticales atteignent 1200 m de hauteur, ou comme beaucoup d'auges de Norvège du Nord). Le réseau

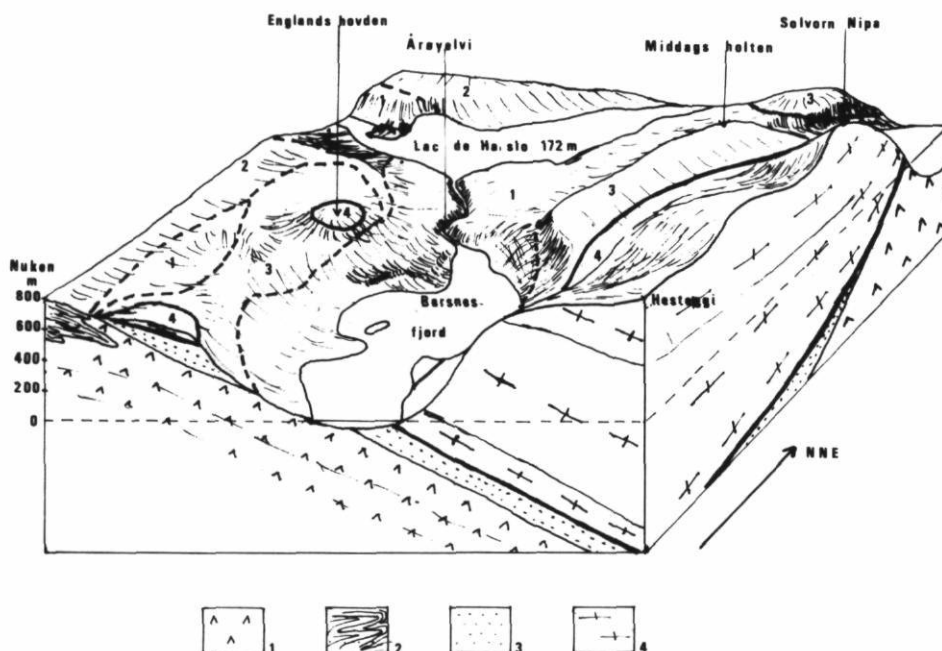


FIGURE 8. Bloc-diagramme schématique de la bordure NO de la nappe du Jotun au NE de Sogndal i Sogn. 1) Gneiss du NO, socle «calédonisé», ici en accord avec la couverture charrié; 2) phyllites cambro-siluriennes; 3) série quartz-leptynitique; 4) nappe du Jotun, avec niveaux mylonitisés. Dissymétrie de la vallée et reliefs de style monoclinale.

Schematic block-diagram of the NW margin of the Jotun nappe, NE from Sogndal i Sogn. 1) Western gneisses, "Caledonized" basement, in accordance with the allochthonous cover; 2) Cambro-Silurian phyllites; 3) quartz-leptynites; 4) Jotun nappe, with mylonitized planes. Dissymmetric valley, and monoclinial forms.



FIGURE 9. Le Tyadalen entre le lac Torolmen et le lac Tyin (Jotunheimen). Aspect d'auge évasée lié à la présence d'une corniche structurale (quartzites — sparagmite du Valdres — et mylonites basales du Jotun) au-dessus des micaschistes cambro-siluriens, qui affleurent en fenêtre (base du versant).

Tyadalen, between Lake Torolmen and Lake Tyin (Jotunheimen). The profile of the trough is controlled by the structure (basal mylonites of Jotun, and Valdres sparagmite, above Cambro-Silurian phyllites).

dendritique de la partie intérieure du Sognefjord semble procéder d'un réseau fluvial préglaciaire orienté vers l'O, dont il reste un système de surfaces emboîtées plus larges que de simples replats et ayant véritablement la signification de niveaux d'érosion, AHL-MANN (1919) avait déjà mentionné dans cette région l'existence de vastes couloirs dans le fond desquels s'encaissent de grandes auges et une partie des fjords.

Ainsi, le Lustrafjord et le Sogndalsfjord s'enfoncent assez capricieusement en contrebas de la gouttière déjà signalée sur la bordure de la nappe du Jotun (fig. 6), tantôt dans les métasédiments, voire les gneiss (Barsnesfjord, N du Lustrafjord), tantôt dans le Jotun (fig. 8).

Il existe des dissymétries structurales (bassin de Sogndal), des replats structuraux (Øines; Fimreite, dans le Sogndalsfjord), mais cela n'est pas systématique. La disposition d'ensemble des vallées reste grossièrement celle de la «surface paléique» avec une concentration dans la gouttière marginale du Jotun, et une divergence autour des points hauts (Jostedal); les tracés de détails suivent des zones de faiblesse mécanique (les zones mylonitisées basales du Jotun, dans le cas du Barsnesfjord) soulignant ainsi le changement de système morphogénétique.

Au total, l'analyse des formes «paléiques» reste à la base de la reconstitution des générations de formes, mais elle doit tenir le plus grand compte des structures et de l'évolution des systèmes morphogénétiques.

III. LES MODALITÉS DE LA MORPHOGENÈSE

A. Le rôle de l'érosion glaciaire

L'empreinte glaciaire est souvent la plus évidente dans les paysages norvégiens. Ces modelés sont sous la dépendance d'une double série de facteurs: l'influence du relief préglaciaire, et la dynamique propre au système glaciaire. Cette dernière varie d'ailleurs, selon les phases des glaciations; lors des phases d'accumulation sur les montagnes, de nombreux glaciers de cirques ont fonctionné; avec le centrage des inlandsis sur le golfe de Botnie, le sens d'écoulement de la glace a changé dans l'E du Bourrelet (LUNDQVIST, 1974) et les reliefs se sont trouvés ennoyés; lors des phases de retrait, les masses de glace morte subsistant à l'E de la ligne de faite (au NE du Jotunheim) ont barré pendant quelque temps certaines vallées descendant des montagnes faitières, provoquant des épisodes lacustres (ANDERSEN, 1965); lors des interglaciaires s'établissent des glaciers locaux ou de petites calottes sur certains reliefs: Jostedalsbreen, Svartisen, Jotunheimen... Enfin, la disposition des régions considérées peut expliquer des conditions dynamiques différentes: des régions côtières ont pu partiellement échapper aux inlandsis lors de leurs phases de centrage oriental (Lofoten, Møre); et la température basale de la glace a pu différer selon la situation géographique (glace «chaude» dans les parties S et le long des fjords, selon SCHYTT, 1974). Si ce dernier facteur peut expliquer certaines oppositions entre le Nord et le Sud de la Norvège, les considérations précédentes obligent à distinguer divers domaines: des régions où la marque des glaciations locales est forte ou prédominante; des plates-formes (fjell et strandflat) avec des secteurs où l'érosion l'a emporté (à l'O), d'autres où l'accumulation morainique et fluvioglaciaire est considérable (à l'E), les vallées et les fjords enfin.

1. RÉGIONS OÙ LA MARQUE DES GLACIATIONS EST FORTE OU PRÉDOMINANTE

Il s'agit d'abord des *hauts reliefs*, restant plus ou moins englacés lors des interglaciaires, où les glaciers de cirques et de vallées ont avivé des formes que les inlandsis avaient pu émousser. Les massifs élevés de roches très résistantes (Jotunheimen, Snøhetta, Alpes de Lyngen) sont disséqués par de nombreux cirques et auges. Le fond des cirques s'arrête souvent au niveau des surfaces d'érosion venant mordre ces massifs (Jotunheimen oriental, Snøhetta); ils peuvent préserver l'aspect des hautes collines émoussées qu'ils entaillent (Galdehøe, dans le Jotunheimen, fig. 10), ou bien ne laisser que des crêtes et des horns élançés (Jotunheimen central); dans ce cas extrême, le modelé est entièrement glaciaire. Accrochés à des roches dures, les cirques exploitent souvent des zones

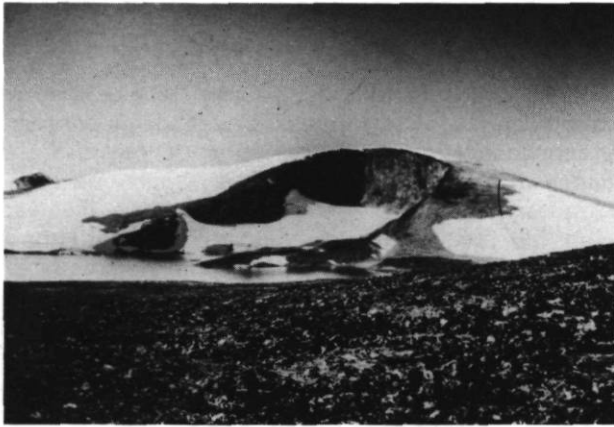


FIGURE 10. Le Galdehø (2223 m) et le cirque du Juvbreen, Jotunheimen. À gauche, le Galdhøpiggen (2469 m). Formes de hautes collines arrondies, éventrées par des cirques et se raccordant à des éléments de surfaces planes vers 1800 m (topographie différenciée, modérément retouchée; Paléogène?).

Galdehø and the Juvbreen corrie (Jotunheimen). High hills on the upper erosion surface (Paleogene?).

de faiblesse (zones très diaclasées, failles); des structures planaires ou des zones mylonitisées expliquent la fréquente dissymétrie de leurs parois (BATTEY, 1960).

Les reliefs côtiers présentent des traits analogues. Les Lofoten-Vesterålen ont un modelé partiellement alpin; elles ont pu constituer des nunataks lors de la dernière glaciation et elles ont connu une forte glaciation locale au Tardiglaciaire.

Des cirques échancrent les plus hauts reliefs, les roches les plus dures (mangérites, gneiss); ils exploitent souvent, dans les roches ignées surtout, mais aussi dans des migmatites, des systèmes de diaclases courbes principalement liés à des phénomènes de décompression; ils ont ainsi contribué à mettre à jour des dômes, des parois lisses à dalles courbes. Leur fond peut être sur le strandflat ou, plus souvent, au-dessus; ils passent parfois à des vallées et à des fjords profondément surcreusés (Moskenesøy), mais ne font parfois que mordre le rebord de grands plateaux (Vestvågøy, O de Langøy).

La répartition de ces formes est en grande partie liée aux facteurs climatiques (les orientations préférentielles à l'E et au NE s'expliquent par la suralimentation neigeuse sous les vents de secteur O et SO), et à une disposition des reliefs qui ne leur doit rien, (reliefs structuraux, incisions préglaciaires: PIPPAN, 1965). Elles ne jouent pas un très grand rôle dans l'érosion différentielle: ce sont surtout des formes de retouche, même si, à leur échelle, les glaciers de cirque

tardiglaciaires semblent aux Lofoten avoir exercé un raclage plus efficace que les langues minces de l'inlandsis, à base froide, qui s'insinuaient entre les reliefs au Pléni-glaciaire en laissant subsister des masses importantes d'arène (Vestvågøy, Hamarøy).

2. LES PLATES-FORMES

La marque glaciaire y est variable, et souvent modérée. Les plateaux de Norvège orientale sont marqués par une forte accumulation: un manteau assez continu de moraine de fond, d'origine plus ou moins proche, les recouvre: fjell de Ringebu (PROST, 1975), Suède centrale ou septentrionale. Dans l'E du Jotunheimen, les matériaux proviennent surtout des hauts massifs situés à faible distance à l'O, une faible fraction prouvant d'autres apports, très proches. Ceci peut s'expliquer par un fort apport de débris des massifs lors des premières phases des glaciations; avec l'établissement de l'inlandsis, centré plus à l'E et au NE, les courants de glace ont eu tendance à s'inverser ou, bloqués par les reliefs, à stagner, comme le suggèrent les cartes de LUNDQVIST (1974, p. 330) pour les phases Vistule II et III); les matériaux sont restés sur place. La glace est donc restée peu active, dans ce cas, et l'essentiel du modelé a été façonné lors de la déglaciation (JØRGENSEN, 1964). Ceci a pu être accru par le rôle protecteur que semble avoir la glace froide des inlandsis; des hypothèses, d'ailleurs discutées et combattues par DAHL (1966), attribuent un âge préglaciaire aux champs de blocs souvent émoussés et en place des hauts plateaux.

Là où la glace n'était pas canalisée, les formes sont souvent restées douces (fjell gneissique au NNO du Jotunheimen), avec de grandes cuvettes peu accusées, des bassins, des vallées évasées: il s'agirait de «formes paléiques» assez peu retouchées. Mais l'Ouest de la Norvège présente des plateaux rugueux (gneiss autour du Jostedal, Sognefjell; reliefs monoclinaux du fjell entre Vik et Voss, au S du Sognefjord, ou du plateau de grès dévonien de l'Ålfotbreen), des couloirs, des cuvettes exploitant des zones de fractures. Les accumulations morainiques, discontinues, sauf dans de rares régions basses (Jaeren, environs du Trondheimsfjord) n'atténuent pas ces irrégularités, que la gélifraction souvent active contribue à aviver.

Le creusement des dépressions qui trouent la plupart des plateaux a pu se faire directement sous l'effet de l'érosion glaciaire (zones de faiblesse mécanique) ou indirectement (déblaiement d'alvéoles, de zones altérées). BARTH (1939) avait déjà attribué au raclage glaciaire d'un front d'altération très inégal le paysage bosselé des régions côtières du Vest-Agder. Vestvågøy (îles Lofoten) présente des alvéoles incomplètement déblayés correspondant à des bandes de man-

gérite rétromorphosées parmi les mangérites « fraîches » (Kjønndalen, Slydalen, dépression de Tangstad). En général, la part des deux processus ne peut être faite que là où les différences de résistance à l'altération (liées à la pétrographie, à la porosité) ont été exploitées, à fracturation et à propriétés mécaniques analogues : c'est rarement observable ; et aucune altérite n'est conservée sur les hauts plateaux. Quelques observations permettent pourtant de progresser dans ce sens. La partie anorthotique de la nappe du Jotun est déprimée par rapport aux gneiss à pyroxène (dont la perméabilité est nulle, mais dont la macrofissuration peut être aussi forte que celle des anorthosites). Localement, des tors (ou pseudo-tors) sur les plateaux et sur les croupes émoussées font penser à l'exploitation de *crypto-reliefs* (massif du Kvitingsjølen, dans le N du Jotunheimen ; plateaux de Vestvågøy ou de Langøy, aux Lofoten — Vesterålen) ; un de ces pointements, sur l'Apnesfjell près de Stamsund (Vestvågøy), émergeant d'un manteau altéré cryoturbé au Tardiglaciaire, montre d'ailleurs que la glace, qui ne l'a qu'à peine bousculé, ne semble pas, dans ce cas, avoir retouché fondamentalement un relief qui exprime encore des différenciations sans doute préglaciaires. Elle a exploité des traits structuraux à une échelle assez réduite (par exemple les charnières de plis, fractures des métasédiments au N du Sogndalsfjord : Nuken), inégalisé les modelés, avivé des versants et des corniches structurales (cirques...), mais n'a pas créé d'étagements et n'a pas exercé d'érosion différentielle à grande échelle. *L'érosion glaciaire « efficace » est surtout linéaire.*

Le *strandflat* porte aussi la marque du raclage glaciaire (et d'autres actions, dont l'abrasion marine) ; son modelé est souvent inégal (sauf là où un remblaiement morainique, tourbeux ou vaseux le régularise). Cette surface plane a été interprétée par certains comme une sorte de « surface d'érosion glaciaire » ; mais les études personnelles en cours (*cf. infra*) montrent que la part des actions non glaciaires est considérable, et que si le rôle de la glace a été déterminant pour les modelés, il ne l'a été dans le relief que dans les secteurs où elle était très active (surtout sur les bords et au débouché des courants de glace ou devant certains cirques). L'efficacité des actions glaciaires est donc variable aussi dans ce domaine.

3. LES VALLÉES ET LES FJORDS

L'efficacité des actions glaciaires est incontestable dans ce domaine ; seules les « vallées paléïques » posent des problèmes, en l'absence de preuves tangibles telles que des restes de topographies fluviales à méandres encaissés (GODARD, 1961). La glace, canalisée et épaisse, a exercé une forte action érosive. Dans les grandes

vallées de l'Est norvégien, les influences structurales ne sont pas toujours très claires (Gudbrandsdal, Østerdal) ; elles sont plus nettes dans la région de Trondheim, où les fjords et les vallées exploitent les structures longitudinales (plis, alternances lithologiques) sans que l'on puisse discerner la part exacte des actions glaciaires (sauf en cas de surcreusements : Trondheimsfjord, lac Snåsa). D'autres parties du versant O du Bourrelet scandinave permettent une étude plus aisée.

Un paragraphe précédent a montré, dans le cas des vallées et des fjords du Sogn l'exploitation, au niveau de la « surface paléïque » du système « monoclinale » de la bordure de la nappe du Jotun ; le dessin des branches internes du Sognefjord souligne différemment ce dispositif. Le Lustrafjord et le Sogndalsfjord suivent les secteurs les plus fragiles du point de vue mécanique : les mylonites basales de la nappe et la série quartzo-leptynitique sous-jacente ; ils ont ainsi un tracé légèrement différent de celui de la vallée préglaciaire (axée en partie sur les micaschistes : fig. 6). À l'intérieur du Jotun, un réseau de lignes brisées traduit l'influence des grandes zones de fractures ; Sognefjord à l'E de Leikanger, partie S de Lustrafjord, Årdalsfjord, Aurlandsfjord ; il existe peu de rapports entre ces directions variées et celles visibles sur les plateaux, sauf localement (et ces directions sont plus celles des structures du morceau de socle précambrien charrié que constitue la nappe du Jotun, que celles, surtout NE-SO, de la chaîne calédonienne). La partie O du fjord est E-O, avec de courtes sections N-S : on voit dans cette direction générale l'influence de structures dévoniennes (fractures de la phase svalbardienne), affectant le socle gneissique de l'Ouest norvégien ; cette forme limitée d'érosion différentielle prévaut aussi pour le Nordfjord, dont certaines branches sont en outre influencées par les bandes de sédiments cambro-siluriens et dévoniens, autour de l'Ålfotbreen.

Des articles de NILSEN (1973) et HOLTEDAHL (1967) ont montré l'influence des réseaux de fractures sur le tracé des fjords (Hardangerfjord, Sognefjord) ; le Hardangerfjord suit des structures calédoniennes, en particulier le contact entre le bloc précambrien du Folgefonn au SE, et des schistes cambro-siluriens au NO, mais ici, des différences d'altérabilité accompagnent les différences de résistance mécanique. En Norvège du Nord, des zones de fractures ont aussi guidé les vallées glaciaires ; c'est en particulier le cas des fractures N-S des Lofoten-Vesterålen : dans Flakstadøy, les vallées et les fjords sont subméridiens, alors que les unités géologiques, mises en valeur dans la disposition des reliefs préglaciaires, sont allongés NNE-SSO. Le Vestfjord et l'Andfjord correspondent à des grabens conservant des terrains mésozoïques, et leurs versants peuvent localement être des escarpements de faille ; des frac-

tures semblent aussi guider certains fjords du Finnmark (Laksefjord, Varangerfjord).

Le profil longitudinal des vallées, plus encore que le tracé, résulte de la dynamique glaciaire, avec des surcreusements parfois considérables (Sognefjord) et des verrous; ces modelés soulignent avant tout les propriétés mécaniques des roches. Les profils transversaux varient aussi selon ces propriétés; les versants sont souvent irréguliers, dissymétriques (selon le pendage) dans les roches irrégulièrement fissibles; c'est le cas, entre le Sognefjell et Lom, du Leirdalen-Bøverdalen (fig. 11), où la vallée glaciaire s'enfonce dans les quartzites et des calcaires plus ou moins diaclasés (et non dans les micaschistes, plus compacts au passage desquels la vallée s'étrangle); il en résulte, dans les versants et sur le fond même, des crêts, des dépressions et des surfaces structurales (Barsnesfjord, fig. 6). Dans certains cas, les micaschistes, où se développent parfois de beaux polis (par exemple, à l'O du Lac Tyin), ont bien résisté à l'érosion glaciaire (ce qui permet d'établir des distinctions entre les actions glaciaires et préglaciaires); il existe cependant des surcreusements dans ces roches (lac de Vang, dans le Valdres), dont l'évidement préglaciaire a pu faciliter l'érosion ultérieure en canalisant la glace (Nordland). Dans les gneiss, les migmatites massives, les glaciers ont pu creuser de belles auges (par exemple autour du Jostedalbreen, en Norvège de l'Ouest), bien calibrées, au profil guidé par les phénomènes de décompression dont les versants portent la marque (dalles courbes, surplombs...). Les vallées de la nappe du Jotun présentent souvent des versants à corniches et vires, qui mettent en valeur les niveaux mylonitisés ou des lentilles de péridotites massives.

L'influence des propriétés mécaniques des roches est donc primordiale dans le tracé et l'aspect des vallées glaciaires; ces vallées peuvent parfois être assez indépendantes du réseau préglaciaire; celui-ci est d'ailleurs profondément bouleversé à l'O, du fait de la vigueur des surcreusements et de l'érosion régressive.

Il existe donc un domaine entièrement glaciaire, bien distinct d'autres associations de formes explicables seulement par d'autres processus, tels que l'altération.

B. Le rôle de l'altération dans la morphogénèse

1. LES ALTÉRITES *IN SITU*

Le raclage glaciaire tend à privilégier les observations indirectes, fondées sur le rôle respectif de facteurs tels que la composition minéralogique, la porosité ou la macrofissuration. Pourtant, des marques d'une altération actuelle ou héritée sont observables. En Norvège



FIGURE 11. Le Bøverdal, vers l'amont depuis Raudberget. À gauche, le rebord NO du Jotunheimen (Ymisfjell, 2259 m; Loftet, 2170 m). Reliefs de style monoclinale dans les métasédiments (micaschistes et quartzites) sous-jacents à la nappe du Jotun. Une surface d'érosion vers 1100-1200 m est conservée sur les micaschistes, à droite. Cette basse surface (Néogène?) n'entaillait pas le Jotun.

Bøverdal, toward the NW (upstream) from Raudberget (Jotunheimen). Glacial differential erosion below the lower erosion surface with monoclinale forms in metasediments (phyllites, quartzites).

du Sud, et jusqu'au Trøndelag, le raclage a été considérable, et les sols sont très minces ou absents, en dehors des vallées, des dépressions schisteuses ou des placages morainiques qui fournissent les meilleurs terres cultivables de Norvège; ailleurs ce sont des modelés de roches fraîches, moutonnées (roches massives) ou débitées par la gélifraction; on n'observe pratiquement pas d'arène même dans les dépressions, directement surcreusées, ou complètement déblayées par la glace. Seules certaines syénites du fossé d'Oslo sont arénisées (LÅG, 1945). La Norvège du Nord (vers 67-69°N surtout) présente aussi des reliefs raclés, mais des dépressions et des basses plaines conservent des arènes parfois épaisses, et en place (c'est très visible le long des talus de la route E 6, entre Mørsvikbotn et Narvik); des roches variées sont affectées (ortho-gneiss et granites du Tysfjord, roches précambriennes des Lofoten-Vesterålen). L'origine de ce contraste peut tenir à certaines conditions pétrologiques (altérabilité importante des roches mangéritiques rétro-morphosées du Nordland, par exemple), à la dynamique glaciaire (la température basale de l'inlandsis, d'ailleurs mince sur la côte, était peut-être plus basse dans le Nord, d'où une moindre efficacité érosive de la glace), mais elle peut tenir aussi aux conditions actuelles et passées de l'altération. GJEMS (1963) fait cependant état de la conservation d'altérites évoluées préglaciaires dans les Rondane en Norvège du Centre-Est.

L'étude des altérations superficielles en Norvège du Nord (DAHL, 1967) et du Sud donne la mesure de la météorisation *post-glaciaire* (*deterration*). Les observations ont été faites sur d'anciennes roches moutonnées, sur les surfaces laissées par les glaciers, sur les estrans, en diverses positions (pour tenir compte du fait que la désagrégation, principalement liée à l'hydrolyse et à la microgélifraction, est moins efficace sur les pentes fortes, où l'eau séjourne moins).

Mes études personnelles sur ce thème concernent surtout les îles Lofoten-Vesterålen.

Les eaux sont acides (pH à peine supérieur à 4 pour les eaux de pluie; pH5 à 5,3 pour les eaux de percolation). La désagrégation granulaire touche de nombreuses roches (en partie par microgélifraction). La biotite est attaquée, ainsi que les amphiboles (moins), les pyroxènes et les péridots. Il en résulte une fragilisation superficielle, et une altération différentielle nette: les feldspaths sont mis en relief sur les roches basiques (troctolites de Flakstadøy) de même que sur les mangerites; les amphiboles des gneiss rubanés ont un comportement variable, tandis que les filons de quartz ou de pyroxénite sont toujours saillants. Les surfaces rocheuses sont rugueuses; de petites quantités de sable et de graviers polycristallins se forment sur les plateaux, à partir de roches grenues. Localement, le fer (des biotites) a migré, sans doute sous forme de complexes ferro-humiques, en milieu acide, engendrant sous les sols ou la tourbe un blanchiment superficiel ainsi qu'une patine de teinte rouille sur les diaclases, ou dans certains schistes. Cette altération affecte une épaisseur de 0 à 20 mm (avec dans la région de Narvik, selon Dahl, un maximum vers 120 m d'altitude); elle explique l'éroussé de beaucoup de têtes de rochers et de gélifractions (ceci étant accru par l'action des lichens). Elle peut être nulle; c'est souvent le cas sur les trondhjémites, qui ne présentent qu'une patine blanche due à la migration de petites quantités de Ca. Elle n'a guère gagné en profondeur, sauf à la faveur de zones très diaclasées, sous couvert tourbeux fournissant des eaux abondantes et acides. Les teneurs en matières dissoutes des eaux ayant percolé à travers ces rares zones désagrégées restent faibles: 1,5 à 3,3 mg/l de SiO₂; 0,3 à 1 mg/l de K₂O; 4 à 20 mg/l de CaO; 0 à 14 mg/l de MgO; sur Flakstadøy; seul Na₂O est plus abondant, mais ici, il provient des embruns.

Dans les 10 à 12 000 ans écoulés depuis la glaciation, l'altération est donc restée faible: elle ne pourrait guère guider de nouvelles actions glaciaires; mais elle peut renseigner sur l'échelle de résistance vis-à-vis de certaines actions préglaciaires ou interglaciaires. Ainsi les trondhjémites (dont la perméabilité est nulle) sont très peu altérables. Les gneiss de Flakstadøy montrent des contrastes de résistance correspondant à ceux des

reliefs; il en est de même pour les mangerites, très peu altérées, sauf dans les dépressions (où l'eau a de meilleures conditions d'action). Les roches basiques de cette île montrent une forte altération superficielle, donnant des paysages aux teintes de rouille, et elles ont été arasées par une surface d'érosion en contrebas des pics de mangerite.

Les épaisses arènes de Norvège du Nord sont inexplicables en regard de la brève durée des actions post-glaciaires. Le problème a déjà été évoqué à propos des altérites de Flakstadøy (PEULVAST, 1977a). Sur cette île, une carrière près de Sund montre 3 m d'arène, développée sur des gneiss granitiques à la base d'un versant; l'altérite est ocre ou rouge au sommet, gris à la base, avec une réduction granulométrique entre les boules elles-mêmes désagrégées; une fraction fine peu abondante renferme de l'hydrobiotite, des argiles gonflantes, de la vermiculite, un peu de kaolinite; il y a donc eu un léger départ de silice, confirmé par les analyses d'eau: 2,5 à 3 mg/l. Les roches basiques peuvent être désagrégées sur 2 à 3 m d'épaisseur; l'altérite présente dans les couloirs et sur les interfluves élevés est peu évoluée (disparition incomplète des ferromagnésiens) et se compose surtout de graviers polycristallins; mais elle contraste avec la faible altération superficielle des roches moutonnées et elle est en déséquilibre avec les conditions dynamiques actuelles: le ruissellement l'attaque, et des crypto-reliefs s'en dégagent. Il existe des arènes à boules encore plus épaisses dans les ferromonzonites de Hadseløy, ou encore sur Hamarøy et à Ulvasvåg. Dans la moraine (O de Vestvågøy) se trouvent quelques boules, désagrégées (probablement transportées gelées) voisinant avec des blocs sains de même nature; les glaciers ont donc travaillé en partie dans des roches préalablement altérées, montrant que l'érosion différentielle, même glaciaire, dépend en partie de l'altération préglaciaire. Mais les glaciers ont laissé des altérites en place (et qui évoluent encore maintenant): elles ont été conservées à l'état de pergélisol, lors des glaciations, hors de l'axe des courants de glace, dans des dépressions transversales par rapport à eux (E de Hamarøy, centre de Vestvågøy), dans des zones de diffluence (E de Hadseløy) ou sur le strandflat au pied de versants non remaniés.

Un affleurement de mangerites altérées dans le SO de Vestvågøy (au débouché du Bergsdalen, près de l'église de Hol), constitue un bon exemple d'arène à boules, antérieure à la dernière glaciation au moins (fig. 12); en arrière d'un tor surbaissé (partiellement détruit par la glace), une boule qui fut partiellement dégagée, mais qui reste enracinée dans l'arène *in situ*, voit sa partie supérieure emballée dans un matériel morainique où se mêlent des éléments allochtones (cailloux surtout) et locaux (matrice sableuse, partiellement issue de l'arène). L'altération post-glaciaire se réduit à la for-

mation d'un podzol sur le tout, et à la décomposition partielle du sommet de la boule (restée saine dans l'arène auparavant) au sein du nouveau manteau de débris (il s'agit là d'une simple désagrégation, sans coloration ni évolution chimique, différente de celle que traduit l'arène voisine, dérangée ou non). Dans ce cas, comme en beaucoup d'autres endroits, la glace est donc restée incapable de nettoyer complètement une arène prévistulienne; et elle a laissé subsister sur place des boules, même partiellement dégagées (on observe simplement dans cette coupe un fantôme de boule tronqué au niveau de la base de la moraine).

Ces arènes impliquent des climats peu différents de l'actuel, mais ayant duré assez longtemps; elles ont pu être tronquées et renouvelées tout au long du Quaternaire. L'altération différentielle qu'elles traduisent souligne les caractères pétrographiques (présence de biotite; structure cataclastique; porosité liée à la microfissuration; forte influence du grain et de la porosité, qui explique par exemple la faible altérabilité des pyroxénites ou des péridotites) mais pas systématiquement (les roches basiques sont souvent peu sensibles à l'altération, et saillantes; c'est le cas de l'intrusion de gabbro d'Eidet-Hovden, dans le NO de Langøy, ou du massif de Lyngen; des mangérites sont évidées). Cette inégalité tient au rôle de la macrofissuration, et aussi à des phénomènes de rétomorphose partielle des massifs, accompagnés de contraintes tectoniques. Enfin, des phénomènes hydrothermaux peuvent expliquer l'existence de certaines bandes profondément altérées (REUSCH, 1901 b).

2. LES ALTÉRITES EXPORTÉES

Des paquets d'argile existent localement dans des accumulations morainiques (Langøy: smectites du Børgevatnet) et proviennent de formations peut-être déjà remaniées, issues de lessivages d'arènes; ceci souligne encore le rôle des altérations dans la morphologie prévistulienne. L'étude des sédiments terrigènes en mer de Norvège permet de remonter plus loin dans le passé, et progresse grâce aux forages pétroliers effectués sur la plate-forme continentale. L'intérêt de ces dépôts secondaires et tertiaires est capital pour la reconstitution de l'évolution morphologique pré-glaciaire: il s'agit de sédiments corrélatifs des divers mouvements et climats ayant affecté le Bourrelet scandinave.

L'étude du till quaternaire sous-marin apporte déjà des informations (HOLTEDAHL et BJERKLI, 1975). Ainsi, une carotte prélevée à 310 m de profondeur entre Haltenbanken et Frøyabanken, montre au sommet une argile post-glaciaire constituée d'illite, chlorite et vermiculite, avec 10 à 20% de kaolinite; au-dessous se trouve un dépôt argileux avec des fragments de roches jurassiques, crétacées et tertiaires: il renferme 30 à 40% de

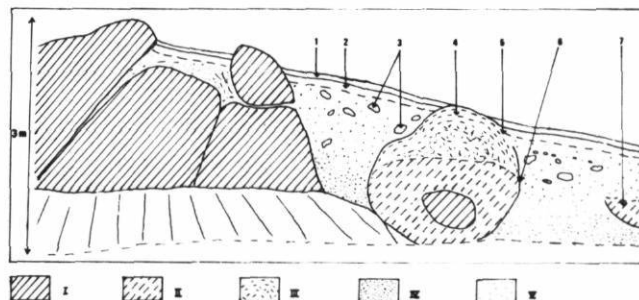


FIGURE 12. Coupe de Hol-Bergsdalen (Vestvågøy): superposition de l'altération post-glaciaire à une altérite à boules pré-würmiennes tronquée, au sein d'un matériel morainique. I, Roche saine (mangérite); II, début de décohesion, préservation de la teinte et de la structure; III, roche désagrégée, restée grise; IV, arène non dérangée, ocre; V, matrice de la moraine, issue d'arène remaniée, ocre. 1) Horizon A de podzol (20 cm); 2) horizon B brun, ocre vers le bas, à forte réduction granulométrique; 3) cailloux subanguleux, quelques galets mal roulés (gneiss, roches basiques...); 4) pseudo-foliation concentrique; 5) limite floue de la boule altérée; 6) paroi nette, cohérente, de la boule; 67) fantôme de boule, tronqué au niveau de la base de la moraine. Remarquer la limite très floue entre l'arène en place et l'arène dérangée mêlée à du matériel morainique.

A profile in a pre-glacial alterite in Hol-Bergsdalen (Vestvågøy, Lofoten). I, Solid rocks (mangerite); II, partial disintegration; colour and structure are preserved; III, disintegrated rock, grey; IV, disintegrated rock; brown-yellowish sand; V, till matrix (derived from local disintegrated rocks). 1) A horizon of podzol; 2) B horizon, brown, yellowish downwards, with granulometric reduction; 3) subangulous stones, few pebbles (gneiss, basic rocks...); 4) concentrical pseudo-foliation; 5) imprecise border of the weathered in situ boulder; 6) distinct limit of the fresh part of the boulder; 7) "ghost" boulder truncated on the same level as the base of the till. There is an imprecise limit between disintegrated rock in situ and the mobilised disintegrated rock, mixed with till.

kaolinite, 30 à 40% de montmorillonite, soit les mêmes proportions que dans les dépôts pré-quaternaires; ces argiles sont typiques de milieux subtropicaux et tropicaux. Une autre carotte prélevée devant le Trøndelag, au N de Smøla, à 230 m sous la surface de la mer (BUGGE *et al.*, 1975), montre un dépôt argileux d'âge Crétacé supérieur — Tertiaire inférieur; il est composé, dans l'ordre décroissant, de montmorillonite, illite et kaolinite (alors que l'argile quaternaire, au-dessus, renferme illite, montmorillonite, kaolinite et chlorite). L'analyse de la moraine, jusqu'en Allemagne du Nord, peut donner des résultats intéressants, mais les origines sont plus difficile à définir; des études de ce type ont été effectuées au Canada (BROCHU, 1959, 1962) sur la genèse tertiaire ou plus ancienne des matériaux morainiques du Bouclier.

IV. L'IDENTIFICATION DES GÉNÉRATIONS DE FORMES ET LES RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

A. Les enseignements des échelles de résistance

La comparaison des échelles de résistance dans les différentes générations de formes permet d'estimer la part des divers agents de la morphogénèse: c'est une méthode de reconstitution déjà définie par GODARD (1965). Même en l'absence d'indices directs (altérites), on peut définir les types d'influences de la structure (tectonique, lignes de faiblesse mécanique, fissuration, unités lithologiques avec leurs caractéristiques: composition minéralogique, foliation, schistosité, porosité...) sur le relief. En fait, il existe des convergences fréquentes entre les facteurs contrôlant l'altération, et ceux qui conditionnent les processus propres à la zone froide; ainsi, la fracturation, facilitant la pénétration de l'eau, favorise dans certains cas l'altération comme les actions mécaniques; cette seule méthode ne suffit donc pas.

Sur la bordure NO du Jotunheimen, des roches ont résisté aux altérations préglaciaires, mais aussi aux actions glaciaires, grâce à leur forte cohésion mécanique: c'est le cas des gneiss à pyroxène du Jotun, sauf au niveau des plans de cisaillement internes de la nappe; les périodes froides du Quaternaire n'ont donc guère modifié une situation élevée liée à une faible porosité: ce sont des roches très peu altérables, même sous climat chaud, où leur altération est toujours rapidement bloquée en profondeur.

Les micaschistes affleurant autour de la nappe ont résisté aux glaciers, sauf à l'échelle du mètre: seules des vallées étroites y sont creusées; or ces roches sont déprimées par rapport aux plateaux de granito-gneiss ou de gneiss à pyroxène et elles sont très altérables; cette mise en creux s'est donc faite sous l'effet de processus préglaciaires, chimiques et fluviaux. Les quartzites ne sont que localement en relief par rapport aux micaschistes, malgré leur faible altérabilité; les glaciers les ont facilement exploités, grâce à une forte fissuration: certaines auges s'y sont installées (partie aval du Leirdalen); leur mise en creux est donc quaternaire, bien qu'elle ait pu débuter antérieurement, grâce à l'intercalation de niveaux micacés altérables. Les gneiss de l'O ont eu un comportement voisin de celui des gneiss à pyroxène, mais ils ont été plus complètement arasés par la surface supérieure, ce qui peut s'expliquer aussi par l'intervention de climats chauds (l'altérite, sur ces roches plus acides, était plus sableuse, le quartz restant inaltéré: l'altération a pu progresser profondément).

Sur Flakstadøy, l'érosion glaciaire a surtout exploité les volumes de roche à forte macrofissuration, et l'érosion différentielle est en grande partie d'origine non glaciaire. L'étude de morphologie structurale déjà mentionnée a permis de tenter la reconstitution de l'évolution du relief (PEULVAST, 1977a, p. 160). Cette étude a montré que le strandflat lui-même dérive partiellement d'un niveau d'érosion périphérique périglaciaire développé en fonction d'un niveau de base proche de l'actuel. C'est aussi le cas sur Langøy (fig. 13). Comme autour du Jotunheim, les actions passées ont exploité les différences lithologiques, alors que l'érosion différentielle récente a mieux mis en valeur la tectonique du vieux bâti.

Une échelle de résistance telle que celle donnée pour le Västerbotten par RUDBERG (1954) amène à des réflexions du même type: les roches du Bouclier, arasées par les surfaces inférieures, sont décrites comme plus résistantes que celles de la chaîne calédonienne qui les domine dans le relief. Ceci implique probablement un système morphogénique où ces roches cristallines exhumées ont moins bien résisté que les quartzites, amphibolites et phyllites de la chaîne, et (ou) une situation tectoniquement plus basse, à l'est du Bourrelet.

De telles remarques montrent les renseignements que peuvent apporter les échelles de résistance sur les systèmes morphogéniques passés. Des résistances spécifiques à certains environnements (cas des micaschistes, des calcaires, de certaines mangérites ou ferromonzonites des Vesterålen, de gneiss et de granites au comportement variable) permettent ce raisonnement. Mais des convergences (résistance vis-à-vis de toutes les actions: mangérites des Lofoten, gneiss à pyroxène du Jotun, roches ultrabasiques et certaines roches basiques; faiblesse sous tous les climats: certains schistes du fossé d'Oslo) ainsi que des incertitudes sur les facteurs du dégagement de certaines formes (du fait de couvertures morainiques ou tourbeuses masquant le fond de certaines dépressions) rendent souvent cette méthode insuffisante.

B. Tentative d'interprétation des générations de formes

Les systèmes morphogéniques identifiés précédemment ont concouru, en liaison avec le soulèvement du Bourrelet scandinave, à l'élaboration de niveaux d'érosion de plus en plus bas; les parties précédentes ont montré que, moyennant certaines précautions et la prise en compte des formes structurales, ces formes préglaciaires pour l'essentiel, restent identifiables, et peuvent dans certains cas être regroupées en générations nées successivement, dans des conditions

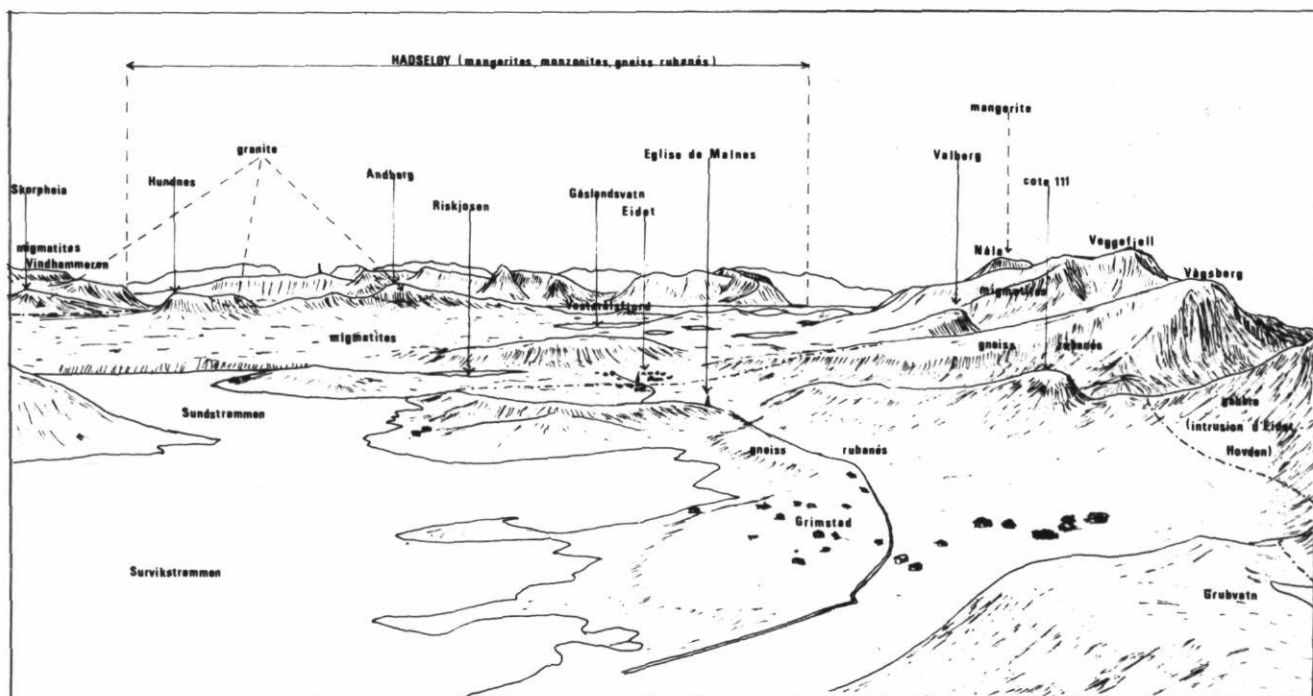


FIGURE 13. La plaine intérieure et les reliefs gneissiques du centre-ouest de Langøy, vers l'OSO depuis le Grubkolle. Au fond, les îles Lofoten. Exemple de dépression préglaciaire développée en fonction d'un niveau de base proche de l'actuel et peu retouchée par les glaciers (en dehors des modelés de

détail). Une partie des strandflats pourrait dériver de dépressions de ce type.

The inner plain and the gneissic mountains of the western part of Langøy (Vesterålen Islands, northern Norway).

différentes. La plus récente de ces générations de formes en Norvège est particulièrement identifiable sur une grande partie de la retombée du Bourrelet, avec le strandflat; à l'intérieur, elle est représentée par de vigoureuses formes de creusement inscrites en contrebas de «formes paléiques» plus délicates à interpréter.

Le strandflat. Bien développée sur la façade O de la Norvège, cette plate-forme dominée abruptement par les reliefs montagneux a fait l'objet d'interprétations diverses, (revue bibliographique in MOIGN, 1973) ayant mentionné séparément différents processus d'élaboration (actions littorales, aidées par la gélifraction; action des glaciers de cirques, et des inlandsis, avec leurs lobes de piémont; surface d'érosion périphérique préglaciaire) ou les ayant tous fait intervenir. Mais on peut remarquer que les formes et modelés regroupés sous ce terme sont divers, et leurs points communs sont une situation entre -40 et $+40$ m environ, et un contact plus ou moins brutal avec les reliefs. Menée aux Lofoten-Vesterålen, une étude des modelés et de l'environnement dynamique permet de distinguer cinq grands types de formes. Il subsiste localement une plaine d'érosion périphérique préglaciaire peu retouchée par les glaciers conservant des altérites pré- ou interglaciaires sur la plaine au pied des versants restés assez

doux et concaves (E de Hadseløy, de Hamarøy, centre de Vestvågøy). Ailleurs, cette plaine est retouchée, raclee (avec dégagement de crypto-reliefs) et passe vers l'aval à une plate-forme retouchée par l'abrasion marine (S de la plaine intérieure de Langøy-ouest, SE de Flakstadøy) (fig. 13). Ces deux premiers types de formes sont en situation d'abri par rapport aux actions marines; les glaciers ont été plus efficaces dans le deuxième cas, la glace ayant été canalisée au voisinage des grands fjords. Le troisième type est une plaine littorale où le relief préglaciaire n'est plus reconnaissable, les versants dominant cette plaine ont partout reculé sous l'effet des glaciers (locaux ou non) et, localement, des actions marines; c'est le type le plus fréquent, plus ou moins large selon la structure, et développé en situation extérieure. Un quatrième type est constitué par des replats doucement inclinés sur les flancs des fjords, peut-être façonnés à partir d'anciens fonds de vallées préglaciaires se raccordant aux autres strandflats, et localement agrandis par le recul de parois de cirques, (N d'Austvagøy, E de Langøy).

Enfin, il existe aussi d'étroites plates-formes d'abrasion marine, parfois dominée par des falaises, avec des cordons de galets: le cas est rare (fig. 14).

L'hypothèse d'une plaine côtière préquaternaire, qui pourrait être semblable à celle du Connemara en Ir-

lande occidentale, par exemple, repose sur l'étude des altérites et sur l'échelle de résistances que traduit l'extension des strandflats; les autres modelés sont directement analysables. L'interprétation multiple explique l'aspect variable des strandflats, avec un « dosage » variable des différentes actions selon les secteurs; elle permet aussi de comprendre que cette forme « zonale », liée plus ou moins directement aux actions glaciaires et périglaciaires, ne se rencontre pas sur toutes les côtes montagneuses (englacées au Quaternaire) des zones froides. Ce relief doit beaucoup aux particularités de l'évolution morphotectonique de la Norvège; son extension est liée à la présence d'une zone littorale flexurée où la dernière reprise d'érosion a été vigoureuse, et à une stabilité relative du niveau de base depuis la fin du Pliocène, à travers les vicissitudes glacio-isostatiques et glacio-eustatiques; l'effet de ces dernières a surtout été d'accentuer la largeur du strandflat, particulièrement dans les roches peu résistantes, comme celle du Helgeland, en permettant à l'abrasion marine d'exercer son action — souvent discrète — sur une grande largeur, grâce à la faible pente de la plaine périphérique; le soulèvement plus récent du Nord (Finnmark) peut expliquer l'absence de strandflat. Par contre, la large plaine du Jaeren dans le Sud, a pu se développer par ramaniement modeste d'un bloc affaissé en bordure du système fracturé du sillon Norvégien (ZIMMERMANN, 1933).

Le façonnement de cette plate-forme est un des aspects essentiels de la dernière étape de l'évolution morphologique de la Norvège, tout au moins dans les régions côtières; son étude permet de saisir l'effet d'une phase de soulèvement récente du Bourrelet scandinave, dans un environnement morphogénique particulier. Cette phase a néanmoins commencé avec les derniers climats préglaciaires; l'extension du relief ainsi engendré et la conservation de traces d'actions non glaciaires en font l'intérêt dans la reconstitution de l'évolution du relief norvégien.

Les générations de formes de l'intérieur. — Les glaciations quaternaires, malgré leur courte durée, semblaient avoir laissé une empreinte telle que les autres formes n'étaient plus identifiables, ou autorisaient toutes les hypothèses. En fait, une étude rigoureuse permet de lever une partie des incertitudes. La rigueur s'impose surtout dans l'analyse des formes considérées comme préglaciaires; il est rarement prouvé que les modelés « paléiques » soient entièrement préglaciaires, en l'absence d'altérites *in situ*, mais des étagement de plateaux le sont incontestablement, l'érosion glaciaire, non canalisée à ce niveau, ne semblant pas avoir pu façonner de relief de grande ampleur. Le schéma cyclique de STRØM (1948) peut être retenu en une première approche, au moins en ce qui concerne la chronologie



FIGURE 14. Strandflat sur la façade N de Langøy (Vesterålen) entre Nykvåg et Hovden. Ici, étroite plate-forme d'abrasion marine retouchant modérément un fond de cirque glaciaire; seulement une courte falaise et une moraine de névé intacte, au pied des grands versants.

Narrow strandflat on the NW side of Langøy (Vesterålen). Marine abrasion altering lightly glacial and periglacial forms.

relative, et dans certaines régions; la retombée O du Bourrelet, où l'influence des variations du niveau de base proche est grande, et où l'ampleur du soulèvement a été forte, présente des étagements nets (îles Lofoten...). Si des datations peuvent être envisagées localement, et près du littoral, l'interprétation en est difficile, car les corrélations le long de la côte sont compliquées par la vigoureuse morsure glaciaire, et le soulèvement, dont l'importance s'accroît vers l'axe du bombement, a déformé les niveaux dans le sens transversal (failles peu identifiables, flexures).

Ainsi, la datation exacte des anciennes vallées « paléiques » du Sognefjord est impossible, faute de relation claire entre ces niveaux et ceux de la côte et faute d'une connaissance précise de l'ampleur du soulèvement sur la côte et dans l'axe du Bourrelet. Le problème est aussi complexe dans le centre et sur le versant E du Bourrelet, où l'individualisation des différents niveaux et des reliefs montagneux s'appuie surtout, au-dessous des topographies sommitales, sur des faits structuraux; c'est d'ailleurs ce qui explique la résurrection dans les formes préglaciaires, de la chaîne calédonienne. Les plus récents arasements se sont cantonnés aux roches les plus tendres, ont buté contre les nappes cristallines du Jotun, certains massifs basiques ou certains quartzites (Rondane) ou se sont contentés de redégarer en les aménageant plus ou moins de vieilles surfaces (surface infracambrienne du Hardangervidda). Ce fait est peut-être à mettre en relation avec la situation sur le revers du Bourrelet, là où le soulèvement a tendance à s'atténuer vers l'Est, et où les change-

ments de rythme, grâce à un plus grand éloignement du niveau de base qu'à l'Ouest, n'ont pas entraîné de reprises d'érosion aussi violentes. Cependant plus au Nord, en territoire suédois (Västerbotten), des niveaux d'aspect franchement cyclique affectent les Calédonides comme le socle.

C. L'évolution du Bourrelet marginal et la morphogénèse

Les générations de formes ainsi reconstituées s'inscrivent dans le cadre de l'évolution morphotectonique du Bourrelet marginal scandinave. Dès la fin du Paléozoïque, et au cours du Mésozoïque, des mouvements importants affectent la future marge continentale entre 62° et 69°N, se manifestant par la formation de bassins sédimentaires (RØNNEVIK et NAVRESTAD, 1977) dont l'instabilité au cours du Jurassique et du Crétacé se traduit par le jeu à plusieurs reprises de horsts, de grabens et même de vraies zones de rift (au N de la ride du Nordland et de l'escarpement des Faerøy-Shetland) annonçant peut-être l'ouverture du Nord-Est de l'Atlantique. C'est aussi l'époque du jeu des grabens plus proches des actuelles terres émergées (Andøy: DALLAND, 1975; Vestfjord) et d'un soulèvement corrélatif des régions voisines. C'est aussi au Mésozoïque que NILSEN (1976) place la formation de systèmes de fractures N-S en Norvège occidentale, associés au jeu du Viking Graben en mer du Nord; enfin, TORSKE (1975) fait état de bombements hypothétiques à l'emplacement du Nordland et Jotunheimen, en liaison avec l'activité de panaches («plumes») dans le manteau au cours du Jurassique. Sauf dans la région des Lofoten et du N du Helgeland, la tectonique des bassins sédimentaires s'est apaisée après le Crétacé moyen, et le style des mouvements est devenu différent. Il semble que des mouvements marginaux importants se soient produits au Paléocène, dès le début de l'ouverture du Nord-Est de l'Atlantique (c'est l'époque de l'affaissement du plateau de Vøring: LAUGHTON, 1975) et que la Norvège, comme le Groenland oriental, se soit comportée en lèvre d'un « mégagrabén » soulevée le long de failles normales (TORSKE, 1972) ou de la flexure côtière.

Le mouvement a d'ailleurs pu commencer plus tôt au Sud, en liaison avec le développement (avorté au cours du Tertiaire) du système de rifts de la mer du Nord et du Skagerrak. Le comportement de ces régions méridionales et aussi celui, très particulier de la région des Lofoten-Vesterålen, font d'ailleurs envisager la possibilité d'évolutions différentes d'un bout à l'autre du Bourrelet, de part et d'autre de l'ensellement de Trondheim. Mais la marge continentale ne connaît plus au cours du Tertiaire qu'une subsidence d'ensemble, tan-

dis que l'essentiel du soulèvement de la Norvège se produit le long d'une longue antéclise de plus en plus marquée, après les phases de mouvements différentiels, comme en témoigne l'épaisseur croissante des sédiments corrélatifs vers le sommet du Tertiaire, et leurs structures de progradation.

Les exemples précédents ont montré qu'en contrebas de topographies sommitales recoupant des roches variées, les aplanissements plus récents, partiels et de plus en plus cantonnés à des roches sensibles à l'altération dans des conditions proches des actuelles, ou n'ayant nécessité que l'enlèvement de tranches réduites de terrain se sont élaborés dans des délais assez brefs, et dans les conditions d'une dégradation climatique croissante qui sont celles de la fin du Tertiaire. Le caractère récent des mouvements responsables du relief actuel semble corroboré par l'origine et les caractéristiques des sédiments détritiques tertiaires du Danemark (SPJELDNAES, 1975). Issus du Sud de la péninsule scandinave, des sables clastiques apparaissent à l'Oligocène supérieur; les apports se poursuivent, plus forts au cours du Miocène, mais témoignent au Miocène supérieur et surtout au Pliocène d'une accentuation des mouvements, provoquant même l'arrivée au Danemark d'écoulements fluviaux depuis le Nord. Le Sud du Bourrelet scandinave apparaît donc instable pendant une partie du Tertiaire. Aux îles Lofoten, les diagrammes de réflexion sismique publiés par DEKKO (1975) montrent le jeu très récent (jusqu'au Quaternaire?) de la faille bordière du Vestfjord (il est vrai que selon l'auteur — communication personnelle, juin 1977 — il s'agit seulement de l'effondrement du Vestfjord, le horst des Lofoten restant actuellement à un niveau stable).

On peut enfin noter qu'au cours du Néogène, la vitesse d'expansion du Nord de l'Atlantique a doublé, passant de 0,7 à 1,4 cm par an (LAUGHTON, 1975); dans la mesure où le soulèvement du continent apparaît lié aux affaissements qui affectent sa marge sous-marine (affaissements accrus par l'accumulation de sédiments arrachés à l'antéclise par érosion), et aux réactions isostatiques marginales de l'aire océanique en expansion, ceci peut renforcer l'idée d'un jeu surtout néogène de l'antéclise scandinave consécutif à l'accroissement des contraintes sur la marge continentale. Les relations entre l'antéclise et le bassin sédimentaire sont illustrées par le fait que les pendages maximaux des sédiments de la plate-forme continentale ont été trouvés entre 62° et 64°N, et 68°-69°N, c'est-à-dire au droit de régions les plus élevées de la Norvège (SELLEVOLL, 1975).

Les données paléoclimatiques, jointes à ces données sur l'épirogenèse, permettent d'esquisser un essai de reconstitution de l'évolution morphologique norvé-

gienne. Les changements climatiques préquaternaires semblent avoir été progressifs; le climat, tropical au Secondaire (comme l'attestent les épaisses altérites à kaolinite et à quartz conservées sous les sédiments mésozoïques d'Andøy: DALLAND, 1975), et au Tertiaire, s'est dégradé en un climat subtropical puis tempéré chaud (attesté, jusqu'au Miocène, par les sédiments tertiaires de la mer de Norvège et du Danemark), puis tempéré frais dès le Pliocène (ce que montre la morphologie des Lofoten: PEULVAST, 1977a). Le climat tropical mésozoïque, présentant parfois des nuances sèches (région de Trondheim au Jurassique moyen: VIGRAN, 1970) a sans doute été favorable à un aplanissement poussé du domaine calédonien (mais incomplet: reliefs résiduels du Jotunheimen), malgré les bombements marginaux du Nord et les hypothétiques bombements évoqués par TORSKE (1976); des phénomènes de pédimentation ou de pédiplanation ont pu intervenir. Bien que d'autres soulèvements marginaux aient pu intervenir au Paléogène en bordure des systèmes de rifts de la mer du Nord et du Skagerrak, les reliefs semblent être restés modestes pendant toute cette époque, comme en témoignent les caractères des sédiments des marges voisines (SPJELDNAES, 1975), et aussi la persistance d'apports de sédiments depuis une aire baltique supposée positive, par certains auteurs, vers les bassins de la mer de Norvège, à travers les Calédonides nivelées (TORSKE, 1975); il est vrai que, selon Spjeldnaes, des mangroves ont pu retenir sur les littoraux du Sud les fractions les plus grossières des apports continentaux. Si de tels bombements ont eu lieu, l'érosion semble les avoir réduits au fur et à mesure, probablement par regradation de la vieille surface d'aplanissement tronquant les Calédonides et le socle; seuls les reliefs tout proches des rifts (Vesterålen au Mésozoïque) ont fourni des sédiments plus grossiers. En dehors des analogies de formes évoquées au début de l'article, rien ne prouve que des conditions endoréïques aient existé au Tertiaire.

La question d'un aplanissement complet post-calédonien reste posée; cet aplanissement n'est démontré que sous les sédiments fini-paléozoïques discordants de la marge continentale. Une surface dont la longue élaboration se serait terminée au Paléogène après les mouvements différentiels mésozoïques et du début du Tertiaire, et visible surtout dans les hautes terres du Sud avec les aplanissements sommitaux à reliefs résiduels (Jotunheimen, Rondane, Dovrefjell, Gaustatoppen) et les plateaux du S du Hardangervidda (fig. 2) constituerait la surface de départ pour une érosion surtout néogène, au cours de laquelle coexistent d'abord regradation et développement de nouveaux aplanissements emboîtés, selon les conditions structurales. Ces aplanissements, fortement inclinés aujourd'hui, ont enregistré la dernière et principale phase de soulèvement respon-

sable d'un enfoncement généralisé des vallées préfigurant la topographie actuelle.

Les conditions de l'évolution ont en effet changé à la fin du Paléogène. Les changements de climat expliquent que l'érosion ait été de moins en moins efficace dans certaines roches, arasées comme les autres, puis laissées en relief. Le soulèvement, qui semble avoir commencé dans certaines régions à l'Oligocène supérieur, puis avoir été actif pendant une partie du Miocène, avant de connaître un paroxysme de la fin du Miocène au Pliocène, s'est fait au Néogène, à un rythme tel que l'ablation fluviale a travaillé plus vite que l'altération, comme le prouve la fraîcheur des dépôts clastiques du Danemark. Cette érosion, dont les modalités restent à définir, a ainsi déblayé les altérites, regradé les topographies anciennes de la périphérie SE du Bourrelet, plus modérément soulevées, mordu plus profondément la bordure du Sørlandet, au N du Skagerrak, et attaqué les roches les plus tendres et les plus altérables (micaschistes) de la zone la plus soulevée. Mais elle a respecté les roches qu'une longue attaque chimique avait seule pu atteindre auparavant (gneiss à pyroxène du Jotun...). Les phases de stabilité sont restées brèves, ne permettant que localement le développement de niveaux intermédiaires, le plus souvent grâce à des conditions structurales particulières (exhumation et aménagement d'une surface d'érosion ancienne) ou à la proximité du niveau de base (la façade occidentale a fourni l'essentiel des sédiments tertiaires — néogènes surtout — de la mer de Norvège, sans que l'on puisse dire si l'axe de l'antéclise a été, dès le début, aussi occidental qu'actuellement; de beaux niveaux d'érosion ont pu s'y inscrire, comme la plaine côtière dont dérive le strandflat). Il est possible que la partie N du Bourrelet, où des aplanissements emboîtés et relativement étendus sont incontestables sur les deux versants (îles Lofoten, Västerbotten...) ait connu une évolution plus saccadée, avec des phases marquées de stabilité. Une telle différence n'aurait rien de surprenant, compte tenu de la diversité déjà signalée des mécanismes du soulèvement; l'essentiel du soulèvement est cependant néogène là aussi, et il est resté suffisamment progressif au Finnmark pour permettre aux fleuves de continuer à traverser, par antécédence, le Bourrelet d'ailleurs rétréci.

La dernière étape (enfoncement des vallées, avec un fort avantage du versant occidental) traduit un bouleversement tectonique, marqué par la situation franchement occidentale de l'antéclise, et par la grande dénivellation entre cette génération de formes et les précédentes (fig. 3); mais le changement climatique amorcé au Pliocène (enfoncement des cours d'eau lié à la production de débris moins fins, concentration de l'écoulement) est responsable du nouveau style des formes. Des drains « conséquents » s'installent sur les

deux flancs de l'antéclise, surimposés sur les surfaces d'érosion déformées, ou sur des restes de couverture cambro-silurienne (explication invoquée en Suède centrale et septentrionale par RUDBERG, 1976, pour expliquer certaines anomalies du réseau fluvial); d'autres s'adaptent à des structures transversales (réseau du Sognefjord). C'est à ce moment aussi que se développent des réseaux «subséquents» par érosion différentielle aux dépens de roches tendres des Calédonides (par exemple, les vallées de la bordure N de la nappe du Jotun, ou le niveau préfigurant le Hardangerfjord), ou de zones de fractures. Faire remonter certaines parties du réseau à une époque plus reculée du Tertiaire, voire au Jurassique comme le fait TORSKE (1975) paraît peu fondé, et contradictoire avec la persistance jusqu'au Néogène de processus d'aplanissement (même incomplet). L'entaille a été accentuée par les glaciers, qui ont négligé les anciens profils, établi des relations différentes (désordonnées) avec le niveau de base, et provoqué ou accéléré certains phénomènes de migration vers l'E de la ligne de partage des eaux. Une stabilité toute relative, affectée au Quaternaire par les oscillations eustatiques et glacio-isostatiques, semble d'ailleurs avoir caractérisé les régions côtières à large strandflat au moins pendant la fin du Pliocène, permettant le début d'élaboration d'une surface d'érosion côtière d'extension fort inégale; ceci confirme une partie du schéma établi par GJESSING (1967).

CONCLUSION

Plus que vers la définition de cycles, applicable seulement à certaines régions, les observations qui précèdent m'ont amené à orienter mes recherches vers la notion de séquences morphogéniques successives (au sens donné par KLEIN, 1974), caractérisées par des environnements bioclimatiques particuliers, avec des potentiels morphogénétiques différents. Les phénomènes de regradation de surfaces (vieilles surfaces du socle précambrien, dégagées sous l'édifice calédonien, ou modestement soulevées, au SE) et de blocage au niveau de certaines structures (fréquents du fait de l'architecture calédonienne en nappes plates) expliquent certains paradoxes déjà soulignés, comme la grande étendue de la surface la plus basse; ceci explique que la datation des générations de formes ne soit encore envisageable que pour les très grandes unités du centre et de l'E du Bourrelet; là où des topographies sommitales préoligocènes ou oligocènes conservées localement dominant des arasements partiels plus récents pouvant, comme dans le Sud norvégien, incorporer en des éléments de surfaces polygéniques, sur le socle, la surface sub-cambrienne

exhumée; l'ensemble est disséqué dès le Pliocène. Des formes de type cyclique existent dans certaines régions.

L'évolution a pu ne pas être la même tout le long du Bourrelet, selon les modalités locales du soulèvement. Le progrès des méthodes actuelles, l'identification des types de modelés, l'étude des sédiments tertiaires et de l'évolution des marges continentales du Nord-Est de l'Atlantique devraient aboutir à une bonne précision dans la reconstitution de l'évolution morphologique de la Norvège, et permettre ainsi de résoudre des problèmes qui restent posés depuis près d'un siècle.

(Manuscrit déposé le 11 avril 1978)

REMERCIEMENTS

Cet article expose quelques résultats préliminaires de recherches entreprises en vue de la préparation d'un doctorat d'État, sous la direction de Monsieur le professeur P. Birot. Portant sur des thèmes de géomorphologie structurale en Norvège, ce travail a été mené grâce à sept missions financées par le C.N.R.S., lors des étés 1971, 1972, 1974, 1975, 1976, 1977 et 1978.

Que soient remerciés ici MM. les professeurs P. Birot et A. Godard, dont les conseils ont été précieux dans l'orientation de mes recherches, et qui ont bien voulu me faire bénéficier de leurs remarques sur ce manuscrit.

Mes remerciements vont également à Monsieur le professeur H. Holtedahl (Bergen) et à MM. les docteurs W. L. Griffin (Oslo) et T. Dekko (I.K.U., Trondheim), dont les avis exprimés lors de fructueuses discussions ont utilement contribué à orienter mes recherches.

Enfin, les quelques analyses publiées ici ne constituent qu'une faible part d'un grand nombre de résultats obtenus grâce aux soins des personnels du Laboratoire de géographie physique (L.A. 141); que tous reçoivent ici l'expression de ma gratitude.

BIBLIOGRAPHIE

- AHLMANN, H. W. (1969): Geomorphological studies in Norway, *Geogr. Ann.*, nos 1-2, p. 3-205 et 193-252.
- ANDERSEN, B. G. (1965): The Quaternary in Norway, in *The Quaternary*, Rankama, édit., Londres, Interscience-Wiley, p. 91-138.
- (1965-1966): «Rumpftrepper» in southernmost Norway, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 20, p. 74-94.
- BARTH, T. F. W. (1939): Geomorphology of Vest-Agder fjord-land, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 7, p. 290-305.
- BATTEY, M. H. (1960): Geological factors in the development of Veslgjuv-botn and Vesl-Skaubotn, in *Norwegian cirque*

- glaciers*, W. V. Lewis, édit., Rev. Géogr. Soc. Res., sér. 4, p. 5-10.
- BIROT, P. (1970): *Les régions naturelles du globe*, Paris, Masson, 380 p.
- BROCHU, M. (1962): Nouveaux indices de genèse de type tropical humide des moraines du bouclier cristallin, *Zeit. für Geomorphol.*, 1, p. 93-100.
- BÜDEL, J. (1963): Klima-genetische Geomorphologie, *Geogr. Rundschau*, 15, p. 269-285.
- BUGGE, T., LQFALDI, M., MAISEY, G.H., ROKOENGEN, K., SKAAR, P.E., et THUSU, B. (1975): Geological investigation of a lower Tertiary-Quaternary core, offshore Trondelag, Norway, *Norges Geol. Unders.*, 316, p. 253-269.
- CHABOT, G. (1958): *L'Europe du Nord et du Nord-Ouest*, 2^e t., Finlande et pays scandinaves, Paris., P.U.F., 371 p.
- DAHL, R. (1965): Plastically sculptured details forms on rock surfaces in Northern Nordland, Norway, *Geogr. Ann.*, sér. A, vol. 47, n° 2, p. 83-140.
- (1966): Block fields, weathering pits and tor like forms in the Narvik Mountains, *Geogr. Ann.*, sér. A, vol. 48, n° 2, p. 55-85.
- DALLAND, A. (1975): The Mesozoic rocks of Andoy, Northern Norway, *Norges Geol. Unders.*, 316, p. 271-287.
- DEKKO, T. (1975): Refleksjonsseimiske undersøkelser i Verstfjorden 1972, *N.T.N.F'S Kontinentalsokkelkontor*, 77, 47 p.
- EVERS, W. (1962): The problem of coastal genesis, with special reference to the «stranflat», the «banks», the «grounds», and «deep channels» of the Norwegian and Greenland coast, *J. Geol.*, vol. 70, n° 5, p. 621-633.
- GJEMS, O. (1963): Kaolin as a weathering product of Eocambrian sandstone (sparagmite) in the Rondane Mountains, East Norway, *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 43, p. 537-538.
- GJESSING, J. (1965-66): Some effects of ice erosion on the development of Norwegian valleys and fjords, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 20, p. 273-299.
- (1967): Norway's paleic surface, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 21, p. 69-133.
- GODARD, A. (1961): L'efficacité de l'érosion glaciaire en Écosse du Nord, *Rev. Géomorphol. dyn.*, XII^e ann., n° 1, p. 32-42.
- (1965): *Recherches en géomorphologie en Écosse du Nord-Ouest*, thèse d'État, 699 p.
- 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.*, vol. 29, p. 26-63.
- HELLAND, A. (1881): Om fjeldenes hoider og om Norges Overflade beskaffenhed, *Den Norske Turisforenings årbog for 1880*.
- HOLTEDAHL, H. (1960): Mountains, fjord, strandflat: geomorphology and general geology of parts of Western Norway, *Intern. Geol. Congr.*
- (1967): Notes on the formation of fjords and fjord-valleys, *Geogr. Ann.*, sér. A, vol. 49, n° 2-4, p. 188-203.
- HOLTEDAHL, H. et BJERKI, K. (1975): Pleistocene and recent sediments of the Norwegian continental shelf (62°N — 71°N) and the Norwegian Channel area, *Norges Geol. Unders.*, 316, p. 241-252.
- HOLTEDAHL, O. (1960): Geology of Norway, *Norges Geol. Unders.*, 208.
- (1965-66): The South-Norwegian Piedmont treppe of W. Evers, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 20, p. 74-84.
- JERGENSEN, P. (1964): Kvartaergeologiske undersøkelser i Randsverk-området, Jotunheimen, *Norges Geol. Unders.*, 228, p. 162-179.
- KAITANEN, V. (1969): A geographical study of the morphogenesis of northern Lapland, *Fennia*, vol. 99, n° 5, p. 1-85.
- KLEIN, C. (1974): Tectogenèse et morphogenèse armoricaines et péri-armoricaines, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 16, fasc. 1, p. 76-87.
- LAUGHTON, A.S. (1975): Tectonic evolution of the northeast Atlantic Ocean, a review, *Norges Geol. Unders.*, 316, p. 169-193.
- LUNDQVIST, J. (1974): Outlines of the Weichsel Glacial in Sweden, *Geol. För. i Stockholm Förh.*, 96, p. 327-339.
- LAG, J. (1945): Weathering of syenite in Kjøse, Vestfold, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 25, p. 216-224.
- MACHACEK, F. (1908): Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge, *Abh. der K. K. Geogr. Gesell.*, vol. 8, n° 2.
- MOIGN, A. (1973): *Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental*, thèse d'État, Brest, 692 p.
- MØLLER, J. J. et SOLLID, J. L. (1973): Deglaciation chronology of Lofoten-Vesterålen, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 27, p. 101-133.
- (1973): Geomorfologisk kart over Lofoten-Vesterålen, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 27, p. 195-206.
- NILSEN, T. H. (1973): The relation of joint patterns to the formation of fjords in Western Norway, *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 53, n° 2, p. 183-194.
- (1976): Mesozoic rifting of the North Sea region and the formation of joints on the west coast of Norway, *Norsk Geol. Tidsskr.*, n° 4, p. 455-456.
- PEULVAST, J.-P. (1975): L'érosion différentielle dans les roches cristallines de Flakstadøy, *Bull. de l'A.G.F.*, n° 422-423, p. 50-54.
- (1977a): L'érosion différentielle et ses implications dans les roches cristallines: exemple de la Norvège du Nord (Flakstadøy, îles Lofoten), *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 19, fasc. 2, p. 149-164.
- (1977b): Le Bourrelet scandinave et les Calédonides. Aspects et problèmes de la morphologie de la Norvège, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 20, fasc. 5, p. 505-514.
- PIPPAN, T. (1965): Glazialmorphologische Studien im norwegischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung des Problems der hochalpin Formung, *Die Erde*, 2, p. 105-121.

- PROST, A. E. (1971): État des grands problèmes tectoniques dans les Calédonides scandinaves, *C.R. somm. S.G.F.*, p. 146-148.
- (1975): *Étude géologique des Calédonides externes dans la région du fjell de Ringebu (provinces de Hedmark et d'Oppland, Norvège centrale)*, Thèse d'État, Paris, 606 p.
- REUSCH, H. (1901a): 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.*, vol. 32, p. 124-217, 239-263.
- (1901b): En forekomst af kaolin og ildfast led ved Dyland nær Flekkefjord, *Norges Geol. Unders.*, vol. 32, p. 99-103.
- RUDBERG, S. (1962): Geology and morphology of the «fjells», *Biul. Peryglac.* 11, p. 173-186.
- (1965-66): Reconstruction of Polycyclical relief in Scandinavia, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 20, p. 65-73.
- (1970): The sub-Cambrian peneplain in Sweden and its slope gradient, *Zeit. für Geomorphol.*, N.F. Suppl., vol. 9, p. 157-167.
- (1976): River valley anomalies. One approach to the study of Fennoscandian bedrock relief, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 30, n° 3, p. 83-92.
- RØNNEVIK, H. et NAVRESTAD, T. (1977): Geology of the Norwegian Shelf between 62°N and 69°N, *Geol. Journ.*, vol. 1, p. 33-46.
- SCHIPULL, K. (1974): Geomorphologische Studien in zentralen Südnorwegen mit Beiträgen über Regelungs- und Stenrunssysteme in der Geomorphologie, *Hamburger Geol. Stud.*, vol. 31, 91 p.
- SCHYTT, V. (1974): Inland ice sheets — recent and Pleistocene, *Geol. För. i Stockholm Förh.*, vol. 96, p. 299-309.
- 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.
- SOLLID, J. L. et ANDERSEN, S. (1973): Deglaciation of Finnmark, North Norway, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 27, n° 4, p. 233-328.
- SPJELDNAES, N. (1975): Paleogeography and facies distribution in the Tertiary of Denmark and surrounding areas, *Norges Geol. Unders.*, 316, p. 289-311.
- STRØM, K. M. (1945): Geomorphology of the Rondane area, *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 25, p. 360-378.
- (1948): The geomorphology of Norway, *Geogr. Journ.*, 112, p. 19.
- (1959-60): The Norwegian Coast, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 17, nos 1-4, p. 132-137.
- 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.
- (1975): Possible Mesozoic mantle plume activity beneath the continental margin of Norway, *Norges Geol. Unders.*, 322, p. 73-90.
- VIGRAN, J. O. (1970): Fragments of a middle Jurassic flora from northern Trondelag, Norway, *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 50, p. 193-214.
- VORREN, T. O. (1973): Glacial Geology of the area between Jostedalbreen and Jotunheime, south Norway, *Norges Geol. Unders.*, 291, p. 1-46.
- ZIMMERMANN, M. (1933): *Scandinavie*, Géographie universelle, 328 p.