

## Article

---

« Sédimentation littorale en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire au Spitsberg nord-occidental »

Arnaud Héquette et Marie-Hélène Ruz

*Géographie physique et Quaternaire*, vol. 44, n° 1, 1990, p. 77-88.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032800ar>

DOI: 10.7202/032800ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

---

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

---

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : [info@erudit.org](mailto:info@erudit.org)

# SÉDIMENTATION LITTORALE EN BORDURE DE PLAINES D'ÉPANDAGE FLUVIOGLACIAIRE AU SPITSBERG NORD-OCCIDENTAL\*

Arnaud HÉQUETTE et Marie-Hélène RUZ, Commission géologique du Canada, Institut océanographique de Bedford, C.P. 1006, Dartmouth, Nouvelle-Écosse B2Y 4A2 et URA 904 du CNRS et Département de géographie, Université de Bretagne occidentale, B.P. 814, 29285 Brest Cedex, France.

**RÉSUMÉ** Les littoraux meubles situés en bordure des plaines d'épandage fluvioglaciaire de la péninsule de Brøgger (nord-ouest du Spitsberg) sont caractérisés par une grande variabilité à court terme. Pendant la courte saison estivale arctique, les torrents proglaciaires transportent une importante charge sédimentaire dont une partie se dépose à l'avant-plage sous la forme de micro-deltas, au niveau d'exutoires qui tronçonnent de minces cordons littoraux de faible hauteur ( $\approx 1$  m). Au sein de ces deltas, de petites barres sablo-graveleuses se forment, mesurant à peine 20 cm de hauteur en début d'été. Ces accumulations se développent rapidement pendant la première partie de l'été pour atteindre environ 50 cm fin juillet et jouent alors le rôle de barres de déferlement. Sous l'action des vagues et de la dérive littorale, ces barres se transforment en un nouveau cordon littoral à l'avant de la précédente ligne de rivage. Les mesures effectuées au sein de ces deltas ont révélé qu'en l'espace de deux ans seulement, ces barres de déferlement pouvaient atteindre la même taille que les cordons littoraux. Les levées littorales antérieurement mises en place sont progressivement érodées par les torrents et ce matériel contribue également à engraisser les nouvelles accumulations littorales à l'avant des exutoires. On assiste ainsi à une progradation de la côte, avec destruction des lignes de rivage antérieures, à un rythme en grande partie déterminé par les fluctuations dans les débits des cours d'eau. La migration de la ligne de côte ne s'effectue pas uniformément vers le large, mais de légers mouvements des cordons vers la terre peuvent se produire pendant leur formation. L'évolution d'un tel littoral est essentiellement conditionnée par les processus fluvioglaciaires qui contribuent à alimenter mais aussi à détruire les accumulations littorales.

**ABSTRACT** *Coastal sedimentation along glacial outwash plain shorelines in northwest Spitsbergen.* The accretional shorelines fringing the glaciofluvial outwash plains of the Brøgger Peninsula, in northwest Spitsbergen, are characterized by rapid short-term morphological changes. During the short arctic summer, the glaciofluvial streams and rivers carry significant sediment load. Part of this sediment is deposited in the lower intertidal zone as small-scale deltas, at the mouths of outlets cutting low elevated barrier beaches (ca. 1 m). Within these deltas, small sand and gravel bars develop, measuring 20 cm in height at the beginning of the summer. These accumulation features develop rapidly during the first part of the summer to reach 50 cm in elevation in late July, and eventually to evolve as swash bars. Due to the action of waves and littoral drift, these swash bars subsequently develop as new barrier beaches, slightly seaward of the former coastline. Topographic measurements within the deltas show that in only two years these bars can reach the same size as the barriers. The formerly built-up barriers are cannibalized by the glaciofluvial streams, contributing to the accretion at the mouth of the outlets. Coastal progradation occurs, with the destruction of the former coastlines, at a rate which strongly relates to river flow fluctuations. The shoreline does not migrate regularly and evenly seaward, and slight shoreward movements of the barriers may occur during their formation. Coastal evolution is primarily controlled by glaciofluvial processes which supply sediment to the coastal system and also erode coastal landforms.

**ZUSAMMENFASSUNG** *Ufersedimentbildung am Rand der fluvioglazialen Schwemmebenen im Nordwesten von Spitsberg.* Die lockeren Strände am Rand der fluvioglazialen Schwemmebenen der Halbinsel Brøgger (Nordwesten von Spitsberg) zeichnen sich durch grosse kurzfristige Veränderlichkeit aus. Während des kurzen arktischen Sommers transportieren die proglazialen Ströme und Flüsse eine bedeutende Menge von Sediment, das sich z.T. am vorderen Teil des Strands in Form von Mikro-Deltas abgelagert in der Höhe von Mündungen, welche dünne Küstendämme von geringer Höhe ( $\approx 1$  m) durchschneiden. Inmitten dieser Deltas bilden sich kleine Sand- und Kieselbänke, die am Anfang des Sommers kaum 20 cm hoch sind. Diese Ansammlungen entwickeln sich rasch während der ersten Hälfte des Sommers bis sie Ende Juli etwa 50 cm hoch sind und dann die Rolle von Brandungsbänken spielen. Unter der Einwirkung der Wellen und der Küstenströmung wird aus diesen Bänken ein neuer Küstendamm vor der früheren Küstenlinie. Die in diesen Deltas vorgenommenen Messungen haben ergeben, dass diese Brandungsbänke in nur zwei Jahren die Grösse der Küstendämme erreichen konnten. Die früher angelagerten Küstendämme werden durch den Gletscherfluss allmählich abgetragen und dieses Material trägt auch zur Zunahme der neuen Strandakkumulierungen vor den Mündungen bei. So beobachtet man eine Anschwemmung der Küste bei gleichzeitiger Zerstörung der früheren Küstenlinien in einem Rhythmus, der zum grossen Teil durch die Schwankungen der Wasserführung bestimmt ist. Die Küstenlinie wandert nicht einheitlich seewärts, sondern leichte Bewegungen der Dämme landeinwärts können während ihrer Bildung auftreten. Die Entwicklung eines solchen Küstenstreifens ist vor allem durch die fluvioglazialen Prozesse bedingt, welche sowohl zu den Küstenakkumulierungen wie zu deren Zerstörung beitragen.

\* Contribution n° 12489 de la Commission géologique du Canada  
Manuscrit reçu le 17 mars 1989; manuscrit révisé accepté le 16 juin 1989

## INTRODUCTION

Les plaines d'épandage fluvioglaciaire dans les régions de haute latitude constituent des ensembles morphogéniques particuliers, caractérisés notamment par une discontinuité dans le temps des processus géomorphologiques et sédimentologiques qui les affectent. Ce caractère intermittent des processus liés à l'érosion, au transport et au dépôt de matériel clastique en fait des milieux sédimentaires tout à fait originaux. Peu de recherches ont été menées sur la géomorphologie et la sédimentologie des littoraux associés aux épandages fluvioglaciaires. Quelques études sur la dynamique littorale en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire ont été réalisées en Alaska (Galloway, 1976; Boothroyd *et al.*, 1976) et en Islande (Nummedal *et al.*, 1974, 1987; Ward *et al.*, 1976; Hine et Boothroyd, 1978; Bodéré, 1979, 1985). Jusqu'à présent ce type de côte n'avait fait l'objet au Spitsberg que de descriptions géomorphologiques (Moign, 1974; Moign et Héquette, 1985) sans que de véritables modèles de sédimentation littorale aient été définis.

Cet article présente les résultats de recherches menées sur l'évolution morpho-sédimentologique de littoraux meubles associés à des plaines d'épandage fluvioglaciaire en péninsule de Brøgger, au Spitsberg nord-occidental (fig. 1). La face nord-est de la péninsule de Brøgger fournit un excellent

exemple des relations qui peuvent s'établir entre des formations fluvioglaciaires et des formes d'accumulation marine. Des glaciers et leur vallums morainiques dominent une plaine côtière constituée de cônes d'épandage fluvioglaciaire, coalescents ou individuels, en bordure desquels se sont construits des cordons littoraux. En général, à peine plus de 1 km sépare le rivage du front des glaciers. Ainsi, la péninsule de Brøgger présente-t-elle l'avantage de posséder un système morphogénique glacio-fluvio-marin complet dans un espace restreint.

## MÉTHODOLOGIE

En 1983, un réseau de profils topographiques a été mis en place le long des littoraux de la péninsule de Brøgger, en utilisant un théodolite à nivellement horizontal. Ces profils, réalisés perpendiculairement aux plages, ont été levés tous les dix jours en moyenne pendant l'été 1983, puis une autre fois en 1985. Cette technique nous a permis, grâce à la comparaison des situations successives d'un même profil dans le temps, de suivre de façon précise (<5 cm) l'évolution morphologique des estrans. Des sédiments ont été prélevés le long de chaque profil ainsi que dans les lagunes et sur les plaines d'épandage fluvioglaciaire. Dans les formations fluvioglaciaires et dans les cordons littoraux, des coupes stratigraphiques ont été levées et échantillonnées. Les analyses granulométriques des échantillons sableux ont été réalisées

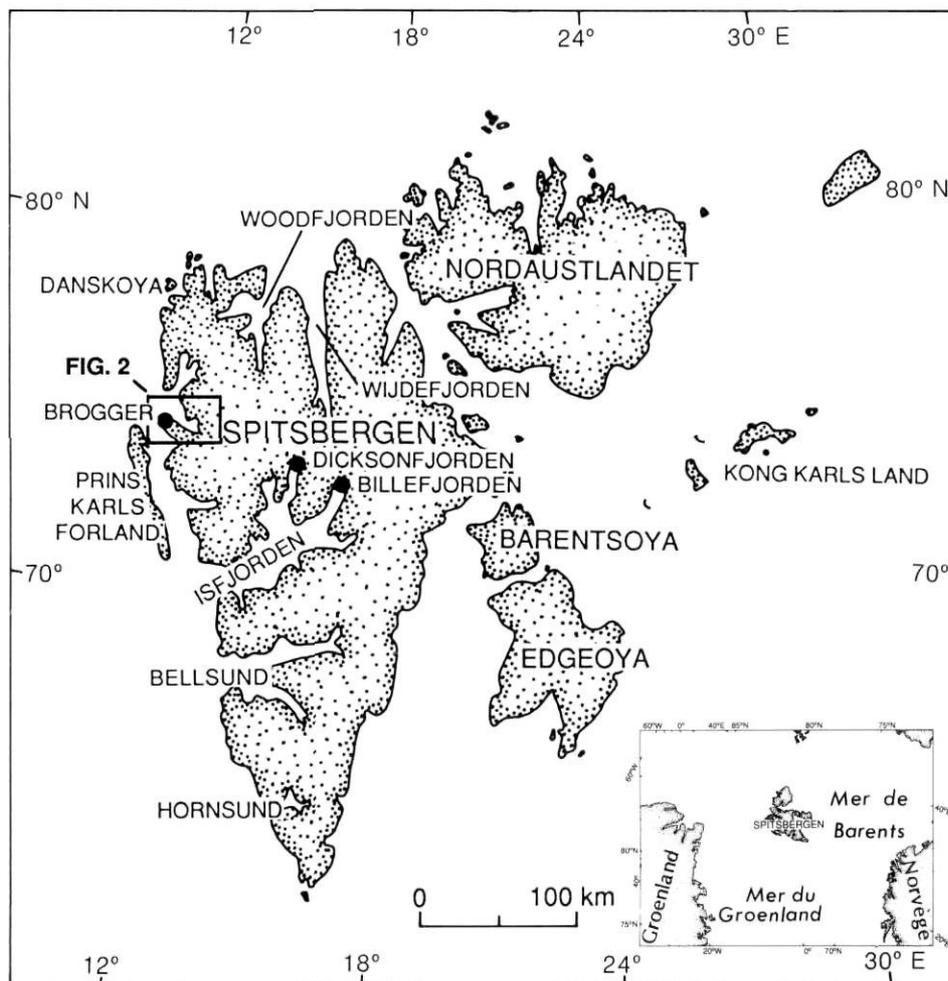


FIGURE 1. Carte de localisation du Spitsberg et de la région étudiée (voir fig. 2).

Location map of Spitsbergen and study area (see fig. 2).

sur une colonne de tamis au quart de phi, alors que la fraction fine ( $< 50 \mu\text{m}$ ) a été analysée à l'aide d'une centrifugeuse. Les paramètres statistiques (moyenne, écart type, dissymétrie) ont été calculés graphiquement selon la méthode de Folk et Ward (1957). L'analyse morphoscopique des sables a été effectuée à la loupe binoculaire sur des échantillons de 100 grains de quartz provenant des refus des tamis de 800, 500, 315 et  $200 \mu\text{m}$ , tel que préconisé par Le Ribault (1977).

## PRÉSENTATION DU SECTEUR D'INVESTIGATION

La péninsule de Brögger est située sur la façade nord-ouest du Spitsberg, à près de  $79^\circ$  de latitude nord (fig. 1). Elle est limitée au sud-ouest par le Forlandsundet et au nord-est par le Kongsfjord (fig. 2). Trois glaciers à front marin — le Kongsvegen, le Kongsbreen et le Conway (fig. 2) — atteignent le fond du Kongsfjord. Ce fjord a par endroits des profondeurs de plus de 300 m, mais ses flancs abrupts entrent en contact avec le littoral par l'intermédiaire d'un replat sous-marin de 5 à 10 m de profondeur (Moign, 1974). Il s'agit d'une banquette immergée de *strandflat*, qui au sens large est une plateforme côtière, située dans une région de hautes latitudes, et ayant connu une ou plusieurs glaciations au Pléistocène (Guilcher *et al.*, 1986). Cette plateforme possède une faible extension latérale dans la partie amont du fjord, mais s'élargit vers son embouchure. Dans sa partie émergée, ce *strandflat* est recouvert de formations détritiques marines et littorales soulevées, résultat de l'émersion glacio-isostatique provoquée par la disparition des glaciers weichseliens qui occupaient le Spitsberg (Salvigsen et Nydal, 1981; Héquette, 1988).

La péninsule de Brögger possède une morphologie caractéristique commune aux îles et aux péninsules de la côte nord-ouest du Spitsberg: un axe montagneux métamorphique dominant un piedmont sédimentaire. De petits glaciers de vallée de type alpin (surface moyenne:  $5 \text{ km}^2$ ), les glaciers Loven, Pedersen, et Brögger, s'écoulent vers le Kongsfjord, sans toutefois l'atteindre, en découpant perpendiculairement l'arête axiale montagneuse de la péninsule (fig. 2). À la périphérie de leur front, de vastes complexes morainiques, constitués de matériaux détritiques issus des parois supraglaciaires ou du fond du lit glaciaire, ont été déposés; il s'agit essentiellement de roches métamorphiques et, dans une moindre mesure, de roches sédimentaires (Barbaroux, 1967). Dans chaque cas, l'organisation est similaire: on distingue un vallum externe semi-circulaire de 20 à 35 m de hauteur, à l'arrière duquel s'étend, jusqu'au front du glacier, une plaine intramorainique chaotique formée de nombreuses buttes et collines. Les collines morainiques attestent des retraits successifs des glaciers depuis la mise en place des vallums externes qui correspondent en grande partie à des moraines de poussée marquant le maximum du Petit Âge glaciaire qui, dans cette région, date de la seconde partie du XIX<sup>e</sup> siècle (Boulton, 1979). Des torrents proglaciaires entaillent profondément les vallums morainiques et fournissent en abondance du matériel clastique aux plaines d'épandage fluvioglaciaire qui, en contrebas, s'étendent jusqu'au fjord et masquent en partie les affleurements de roche sédimentaire du piémont (fig. 3). La côte est formée de minces cordons littoraux tron-

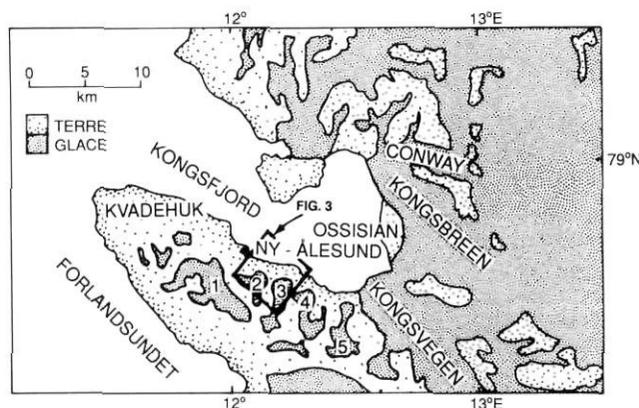


FIGURE 2. La péninsule de Brögger et le Kongsfjord. 1) glacier Brögger; 2) glacier Vestre Loven; 3) glacier Midre Loven; 4) glacier Austre Loven; 5) glacier Pedersen.

*The Brögger Peninsula and the Kongsfjord. 1) Brögger glacier; 2) Vestre Loven glacier; 3) Midre Loven glacier; 4) Austre Loven glacier; 5) Pedersen glacier.*

çonnés, de place en place, par des exutoires de torrents fluvioglaciaires ou de micro-lagunes.

## LES CONDITIONS CLIMATIQUES

Étant donné sa position à  $79^\circ$  de latitude nord, la péninsule de Brögger est située dans la zone polaire froide à deux saisons thermiques. Les températures moyennes annuelles sont toujours négatives et, dans cet environnement périglaciaire, la gélifraction est le processus majeur de météorisation des roches. Toutefois, cette région apparaît comme un endroit relativement clément pour l'Arctique. Pendant la période 1971-1980, la température moyenne annuelle a été de  $-5,8^\circ \text{C}$  à la station de Ny-Ålesund (fig. 2), à proximité immédiate du terrain d'étude, et la moyenne du mois le plus froid n'a été que de  $-13,9^\circ \text{C}$ , ce qui est loin des températures beaucoup plus basses enregistrées à la même latitude dans le Grand Nord canadien. Ces valeurs sont révélatrices de l'adoucissement apporté par la branche la plus septentrionale de la Dérive nord-atlantique, issue du Gulf Stream, le long de la côte occidentale du Spitsberg.

Si les hivers ne sont pas excessivement rigoureux, ils sont cependant longs: huit mois ont des moyennes mensuelles inférieures à  $0^\circ \text{C}$ . L'été arctique est court; il ne dure que trois ou quatre mois: juin, juillet et août, parfois septembre selon les années. Toutefois, que l'été soit légèrement plus court ou un peu plus long, une de ses caractéristiques essentielles est la remarquable stabilité des températures au-dessus de  $0^\circ \text{C}$ , ce qui induit une fusion rapide et continue.

La péninsule de Brögger, en comparaison avec d'autres régions polaires, est abondamment arrosée (moyenne annuelle: 385 mm), et la répartition des précipitations est assez égale tout au long de l'année.

## Océanographie côtière

Une donnée primordiale concernant les conditions hydrodynamiques littorales dans cette région est la courte période de l'année pendant laquelle la banquise est présente. En

raison de l'effet adoucissant de la Dérive nord-atlantique, la banquise n'apparaît le plus souvent qu'en janvier et parfois seulement en février dans le nord-ouest du Spitsberg et elle n'y subsiste que trois mois en moyenne (Kergomard, 1982). Cependant, les eaux côtières, et spécialement les fjords, gèlent plus tôt dans la saison et sont immobilisées pendant une période plus longue par une banquise côtière (*fast-ice*). Avant même l'apparition de cette banquise côtière, le jet de rive et la marée commencent à construire un pied de glace qui recouvrira le littoral pendant environ huit mois (Moign, 1976). Dans cette région, le pied de glace joue avant tout un rôle protecteur en immobilisant la côte et en empêchant tout mouvement de sédiments sur les plages pendant cette période

de l'année. Bien que ce moment soit variable d'une année à l'autre, le Kongsfjord commence à geler fin novembre ou en décembre et la débâcle a généralement lieu fin mai ou début juin (Moign, 1974). Que le couvert de glace marine soit total ou partiel, il élimine ou au moins limite fortement les possibilités de formation de vagues locales et absorbe l'énergie des houles du large.

Au cours de la période d'eau libre, les vagues dans le Kongsfjord proviennent de deux directions opposées qui correspondent à l'axe du fjord. Les vagues les plus fréquentes sont celles de secteur sud-est. Il s'agit de vagues locales engendrées par les vents catabatiques en provenance des glaciers Kongsvegen et Kongsbreen (fig. 2). La vitesse de



FIGURE 3. Photographie aérienne des glaciers Vestre et Midre Loven et de leur marge proglaciaire (photo S71 7038, Norsk Polarinstitutt, Oslo): 1) moraine; 2) plaine d'épandage fluvioglaciaire active; 3) plaine d'épandage fluvioglaciaire couverte de végétation.

Aerial photograph of the Vestre and Midre Loven glaciers and of their proglacial environments (photo S71 7038, Norsk Polarinstitutt, Oslo): 1) moraine; 2) active glaciofluvial outwash plain; 3) vegetated glaciofluvial outwash plain.

ces vents peut parfois dépasser  $15 \text{ m s}^{-1}$  (Joly et Kergomard, 1983), mais étant donné leur faible course possible dans le fjord, ils ne peuvent engendrer que des vagues de courte période ( $\leq 3 \text{ sec}$ ) et de faible hauteur ( $\leq 0,8 \text{ m}$ ). Les vagues les plus fortes sont celles du large, qui viennent de l'ouest et du nord-ouest, et sont associées aux temps dépressionnaires. Leur hauteur significative ( $H_{1/3}$ ) en eau profonde peut dépasser 3 m lorsque les vents soufflent en tempête (Héquette, 1986). Cependant, dans le fjord, les littoraux sont peu exposés à ces houles.

Du point de vue de la période, la marée est de type semi-diurne. L'amplitude moyenne des marées est de 110 cm environ dans le Kongsfjord, ce qui en fait un milieu microtidal selon la classification de Davies (1964). En plus des oscillations quotidiennes du niveau marin liées au rythme des marées, les variations de la pression atmosphérique peuvent sensiblement élever le niveau de la mer sur les côtes. Ainsi, des surélévations du plan d'eau de plus de 0,5 m, dues à de brusques variations de la pression atmosphérique, ont été signalées à Ny-Ålesund (Wiseman *et al.*, 1981).

### LES PRINCIPAUX CARACTÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES ET HYDROLOGIQUES DES PLAINES D'ÉPANDAGE FLUVIOGLACIAIRE

La plaine côtière, en aval des moraines, est constituée de cônes d'épandage fluvio-glaciaire, qui sont soit distincts et bien individualisés, soit coalescents. Ils forment dans ce dernier cas de vastes plaines d'épandage que l'on peut qualifier de *sandur*. Certains de ces sandurs sont fonctionnels ou partiellement actifs, alors que d'autres, colonisés par une végétation rase de mousses et de lichens, ne sont plus actifs (fig. 3). Les caractères morpho-sédimentologiques de ces sandurs sont étroitement liés aux régimes hydrologiques des torrents qui les alimentent.

Le régime hydrologique dans les régions de hautes latitudes est marqué par sa discontinuité dans le temps. Les écoulements sont temporaires; ils ne sont actifs que pendant l'été thermique, soit pendant environ quatre mois. Même pendant cette saison, le débit des torrents est loin d'être régulier et fonctionne plutôt par à-coups.

Les facteurs déterminants pour l'écoulement sont évidemment les facteurs climatiques: les températures, les précipitations et dans une moindre mesure l'ensoleillement. Le retour des températures positives au printemps provoque la fonte nivale et le déclenchement des transports liquides. Le maximum hydrologique de printemps dû à la fonte de la neige de versant et de piémont se produit généralement en juin (Griselin, 1982). Par la suite, il existe une relation étroite entre le débit des torrents et l'état thermique du glacier qui les alimente.

Si le régime hydrologique saisonnier suit d'assez près les pulsations thermiques, les précipitations entraînent une grande irrégularité dans les débits journaliers des torrents. Pendant les étés les plus arrosés, les débits les plus forts correspondent à de fortes averses coïncidant dans le temps avec des températures élevées. Ainsi pendant l'été 1980, le plus fort débit d'un des torrents issu du glacier Austre Loven (fig. 2) a été

enregistré à la suite de fortes pluies pendant le mois d'août (85,4 mm en 5 jours, soit 20 % des précipitations totales de l'année) associées à une hausse des températures, variant de  $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  à près de  $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en l'espace de cinq jours (Griselin, 1982).

Lors des crues, les capacités d'érosion et de transport augmentent considérablement. Le début de la saison estivale est donc un moment favorable au creusement des lits et au transport d'une importante charge sédimentaire, d'autant plus qu'avec le retour des températures positives le dégel de la surface du terrain provoque une perte de cohésion du matériel qui devient facilement érodable par les eaux courantes. Les oscillations des débits favorisent également la mobilité des sédiments à la surface des sandurs (Church et Gilbert, 1975). Ces torrents extrêmement chargés en matériel détritique vont déposer l'essentiel de leur charge là où la pente longitudinale des sandurs diminue.

La pente générale de ces sandurs est relativement forte. Elle est de 3 % dans le cas de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven, ce qui est comparable à la pente de certains sandurs d'Islande, comme les petits sandurs du Breidamerkjökull, par exemple (Bodéré, 1985). Les profils longitudinaux des plaines d'épandage de la péninsule sont *paraboliques*; les pentes se redressent en amont et s'adoucissent en aval, ce qui est la règle pour la majorité des sandurs (Boothroyd et Ashley, 1975). Les hauts sandurs sont parcourus par des torrents fluvio-glaciaires très canalisés, alors que vers l'aval la pente s'atténue progressivement et les écoulements s'épanouissent en de nombreux bras formant un réseau de chenaux anastomosés (fig. 4). C'est dans cette partie du sandur, où les chenaux s'étalent, que domine l'aggradation, particulièrement lors des débâcles. Les écoulements fluvio-glaciaires peuvent changer de lit plusieurs fois pendant une seule saison estivale, et parfois d'un jour à l'autre. Cette divagation des écoulements est favorisée par la faible profondeur des chenaux et par l'absence de levées latérales importantes (Church et Gilbert, 1975).

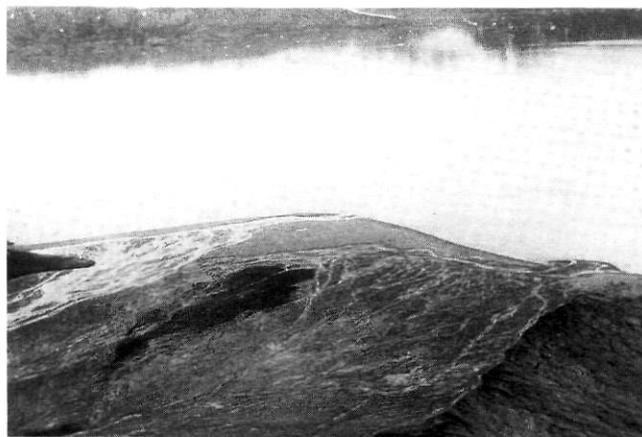


FIGURE 4. Réseau de chenaux fluvio-glaciaires anastomosés en aval d'un petit sandur du glacier Midre Loven.

*Braided glaciofluvial streams in the lower part of a small sandur of the Midre Loven glacier.*

La granulométrie des sédiments de surface des plaines d'épandage décroît nettement d'amont en aval, ce qui est le cas de presque tous les sandurs (Price, 1973; Boothroyd et Ashley, 1975; Embleton et King, 1975). Les sandurs moyens sont ici caillouteux et ce n'est que dans les parties les plus basses des plaines d'épandage, à l'approche de la côte, que les matériaux de surface deviennent essentiellement sablo-graveleux. Les sédiments fins atteignent le fjord où ils sont transportés en panaches d'eaux turbides comme le montrent les photographies aériennes (*i.e.*, fig. 3).

Les dépôts fluvioglaciaires en péninsule de Brögger sont très faiblement triés, ce qu'a également constaté Sendobry (1977) pour d'autres sandurs dans la même région. Lorsqu'une stratification est visible dans ces dépôts fluvioglaciaires, le pendage des couches est souvent horizontal ou subhorizontal. L'absence de stratification est due à un dépôt lors de conditions de débâcles ou de débits puissants, accompagnées de transport de matériel grossier autant que fin. La chute brutale du débit provoque l'abandon du matériel qui s'accumule en une structure massive, peu ou pas stratifiée. Ces structures sont plutôt caractéristiques des hauts sandurs; les sections distales des sandurs sont caractérisées par des sédiments généralement plus fins et mieux stratifiés. Les sédiments fluvioglaciaires sont invariablement non usés en péninsule de Brögger, comme les analyses morphoscopiques effectuées sur les sables l'ont révélé. Les grains de quartz possèdent un éclat naturel, ainsi que des angles et des arêtes anguleux. Cette absence d'émoussé est le reflet d'un environnement dynamique caractérisé par un apport constant de nouveaux sédiments.

### LES PROCESSUS MORPHO-SÉDIMENTOLOGIQUES LITTORAUX

En bordure des plaines d'épandage fonctionnelles, les accumulations littorales ressemblent à une chaîne d'îles barrières à échelle réduite. De minces cordons littoraux sablo-

graveleux, d'un peu plus de 1 m de développement vertical et de longueur moyenne de 200 m, sont tronçonnés par des passes qui correspondent à des écoulements fluvioglaciaires (fig. 5). Au débouché de ces passes, de petites accumulations deltaïques découvrent à marée basse. En général, le cordon est séparé de la plaine d'épandage fluvioglaciaire par une micro-lagune alimentée par les eaux continentales et envahie par la mer à marée haute (fig. 6).

Dès que le pied de glace disparaît, généralement durant le mois de juin, la mer commence à prendre en charge les sédiments de l'estran dont le tri est encore très médiocre (Moign et Héquette, 1985). Les matériaux qui composent les cordons littoraux sont essentiellement d'origine fluvioglaciaire, comme l'indiquent la pétrographie et le façonnement des grains. Leur nature pétrographique est en effet similaire à celle des sédiments fluvioglaciaires: principalement des micaschistes, des quartzites et des quartzophyllades, roches métamorphiques issues des moraines en amont. On dénombre également une très faible proportion de grains émoussés dans les échantillons prélevés sur les estrans et dans les cordons. De plus, presque partout le long du littoral du Kongsfjord, de trop grandes profondeurs à l'avant-côte interdisent des apports de provenance marine, exception faite de l'apport marginal de sédiments par de petits icebergs échoués qui se délestent de leur charge à proximité du rivage.

Le secteur côtier situé en aval des sandurs des glaciers Vestre et Midre Loven fournit un excellent exemple des interactions qui existent entre les processus marins et fluviaux en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire fonctionnelles (fig. 5). Ce littoral, de 1,8 km de longueur, est situé dans la partie amont du Kongsfjord, à l'abri de petits îlots calcaires sous le vent desquels de faibles profondeurs favorisent la sédimentation. Il est de ce fait grandement protégé des houles du large, d'autant plus qu'un rétrécissement à mi-chemin entre l'entrée et le fond du fjord contribue à dissiper l'énergie

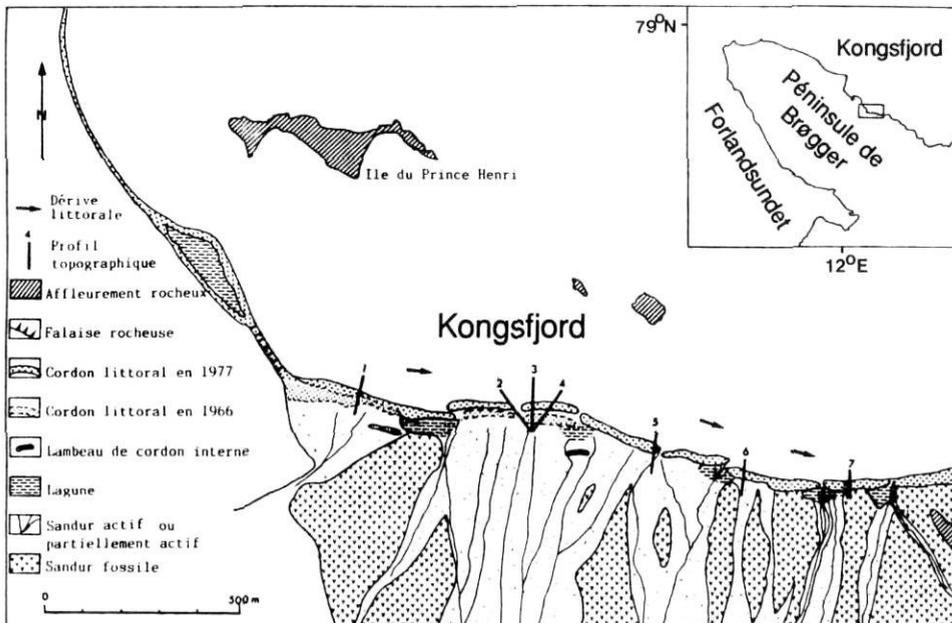


FIGURE 5. Schéma géomorphologique de la zone littorale de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven (d'après photographies aériennes).

*Geomorphologic sketch of the outwash plain coast of the Vestre and Midre Loven glaciers (after aerial photographs).*

des vagues. Les vagues locales, de secteur est, sont des houles de faible hauteur et de courte période, aussi ce littoral est-il soumis à des houles d'énergie faible à modérée. L'analyse des paramètres texturaux, calculés pour les sédiments prélevés le long de ce secteur côtier, a révélé une décroissance de la taille moyenne des sédiments ( $M_z$ ) d'ouest en est, une amélioration corrélative de l'indice de tri ( $S_i$ ), ainsi qu'une augmentation de la proportion des particules les plus fines dans les courbes cumulatives de fréquence ( $Sk_i > 0$ ) vers l'est (tabl. I). Ces variations granulométriques indiquent un transport préférentiel des sédiments vers l'est en raison d'une dérive littorale majeure dans cette direction.

#### LE DÉVELOPPEMENT DES MICRO-DELTAS

En début de saison estivale, les écoulements fluvioglaciaires sont très puissants et les cordons littoraux subissent une érosion fluviatile efficace au niveau de brèches qui les tronquent au débouché des torrents. Certains cours d'eau non alimentés par les eaux glaciaires se tarissent rapidement après le maximum hydrologique de la fonte nivale et la mer a alors tôt fait de combler la brèche. Les sédiments précédemment livrés à l'avant-plage sont ramenés par les vagues et réagencés en un gradin de plage au niveau des hautes mers (fig. 7). Au débouché des autres exutoires, des micro-deltas se développent, alimentés par les écoulements fluvioglaciaires. Les processus fluviatiles sont ici plus efficaces que les forces marines puisque celles-ci ne sont pas capables de disperser tous les sédiments terrigènes apportés, dont une partie s'accumule sur place. Les écoulements fluvioglaciaires s'épanouissent au niveau de ces micro-deltas, dont le rayon varie de 25 à 60 m, et leur confèrent une forme arrondie. En début d'été, des ébauches de petites barres convexes soulignent la forme parabolique des deltas. Plusieurs profils topographiques ont été établis au débouché d'écoulements actifs afin de suivre le rythme de construction de ces accumulations au sein des systèmes deltaïques (fig. 5).

Les profils 2 et 3 (fig. 8) représentent l'évolution estivale d'un de ces complexes deltaïques. Au début du mois de juillet 1983, alors que les torrents étaient fortement chargés en

sédiments, deux petites barres de sables et graviers commençaient à se former à environ 10 et 25 m à l'avant de la crête du cordon littoral (fig. 8). Pendant la deuxième semaine de juillet, le dégel sur la marge proglaciaire fut particulièrement actif et, au sein du delta, les levés topographiques successifs révélèrent un développement notable de ces accumulations. Les apports de sédiments transportés par les torrents furent considérables pendant cette période et les barres se développèrent rapidement (fig. 8). Dès la fin juillet, le débit du cours d'eau principal alimentant ce delta s'était fortement amoindri et, en raison de la diminution d'apports sédimentaires, le rythme d'engraissement des barres se ralentissait.

La morphologie de ces formes d'accumulation résulte de l'efficacité respective des différents agents marins et fluviatiles. Plus la saison estivale avance, plus les pentes se régularisent et plus le modelé marin l'emporte. À partir de la fin juillet, leur forme en coupe démontre la prédominance des vagues dans leur façonnement (fig. 8). Leur profil est dissymétrique en raison du courant oscillatoire engendré par les vagues, et ces accumulations se comportent alors comme des barres de déferlement.

Si la dynamique de ces barres est fortement influencée par les vagues, les agents fluviatiles sont par contre prépondérants pour la construction des deltas (fig. 9). Leur convexité indique une efficacité relativement faible des marées et des

TABLEAU I

Paramètres texturaux des sables de l'estran moyen le long du littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven (fig. 5 pour la localisation des échantillons)

N° de profil	1 (ouest)	3	5	6	7 (est)
$M_z$ (mm)	0,62	0,70	0,33	0,35	0,38
$S_i$ (°)	1,03	1,23	0,58	0,54	0,39
$Sk_i$ (°)	-0,36	-0,23	-0,04	+0,05	+0,31



FIGURE 6. Cordon littoral barrant une micro-lagune le long du littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven.  
*Barrier beach isolating a micro-lagoon along the coast of the outwash plain of the Vestre and Midre Loven glaciers.*



FIGURE 7. Exutoire comblé; cordon littoral en bordure de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven.  
*Infilled outlet through a barrier; coast of the outwash plain of the Vestre and Midre Loven glaciers.*

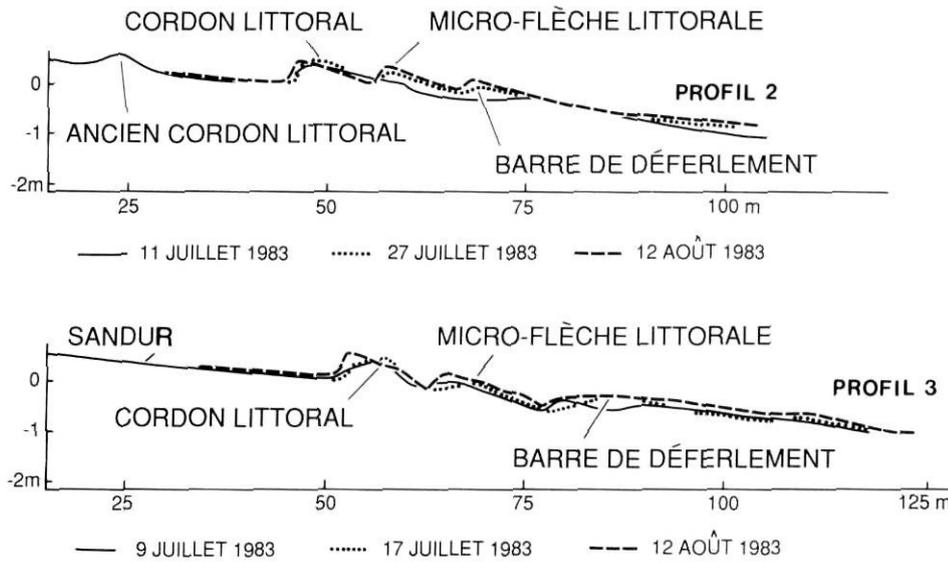


FIGURE 8. Variations des profils topographiques 2 et 3 pendant l'été 1983.

Variations of topographic profiles 2 and 3 during summer 1983.

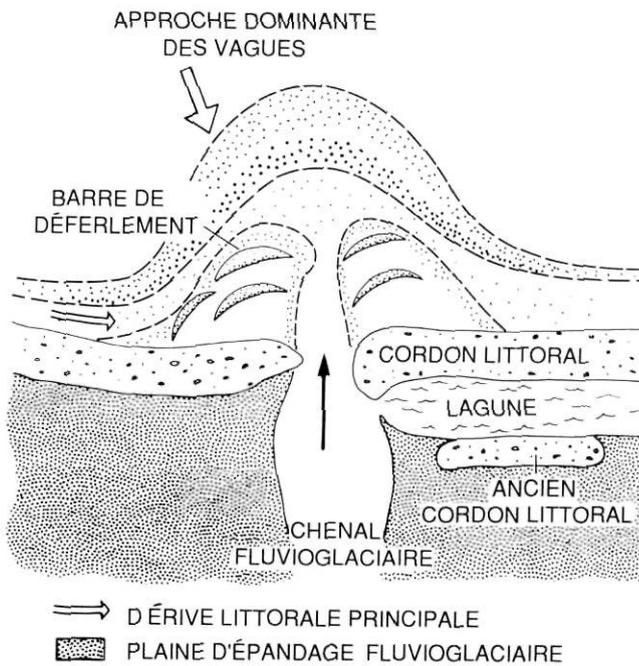


FIGURE 9. Illustration schématique d'un micro-delta en bordure de plaine d'épandage.

Schematic illustration of a micro-delta bordering a glacial outwash plain.

vagues sur leur façonnement, quoique la dérive littorale joue un rôle déterminant en alimentant de petites flèches d'embouchure qui s'accroissent à partir de la rive située du côté d'où provient le transit sédimentaire dominant, soit de l'ouest dans ce cas-ci.

Devant chaque brèche de semblables processus ont été observés. L'ampleur de chaque système deltaïque dépend de la taille et du débit du torrent qui l'alimente. La vitesse de construction peut être très rapide; on note, parfois en quelques jours seulement, un accroissement vertical sensible, de l'ordre de 50 cm. Quelques semaines suffisent pour que des formes

embryonnaires d'accumulation deviennent des barres de déferlement. Ces barres ont ensuite tendance à s'allonger dans le sens de la dérive littorale, constituant ainsi l'ébauche d'un nouveau cordon parallèle à la ligne de côte. Ce type de processus a d'ailleurs déjà été remarqué sur le littoral du Skeidararsandur en Islande où Ward *et al.* (1976) ont noté que la progradation du rivage se manifeste d'abord sous la forme de deltas au niveau des passes dans les cordons littoraux, puis que les sédiments sont redistribués le long du rivage par la dérive littorale.

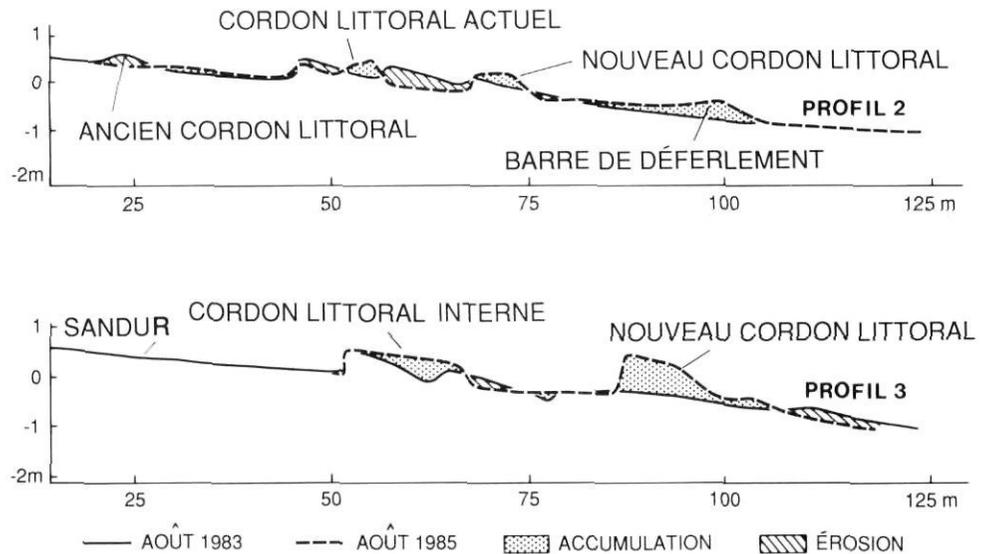
#### L'ÉDIFICATION DE NOUVEAUX CORDONS LITTORAUX

En 1985, les profils topographiques ont été levés de nouveau et l'on a noté un développement important au sein du système deltaïque des profils 2 et 3 (fig. 10). Au niveau du profil 3, la barre de déferlement la plus externe s'est développée à un point tel qu'elle forme la nouvelle crête externe du cordon. Les submersions épisodiques lors des hautes mers de fort coefficient ont régularisé les accumulations supérieures qui ont évolué en une crête interne individuelle. Cette évolution est également visible sur le profil 2. Dans ce cas également, la barre de déferlement, qui n'émergeait qu'à basse mer en 1983, est devenue un véritable cordon littoral à l'avant de l'ancienne crête principale. Plus bas sur l'estran, à 100 m de distance de la station de mesure, une nouvelle barre de déferlement, submergée à marée haute, commençait à se construire.

Bien que les exutoires se reforment préférentiellement aux mêmes endroits en début d'été, en raison de la canalisation des eaux courantes dans des chenaux principaux, de nouvelles brèches peuvent apparaître d'une année à l'autre si des captures ou des changements de cours surviennent sur le sandur. Ainsi, les cordons sont chaque année remis en cause par le tracé final des torrents. Les anciens cordons, devenus crêtes internes à la suite de l'édification d'un nouveau cordon à partir d'une barre au sein d'un delta, sont progressivement détruits par les écoulements fluvio-glaciaires (fig. 11). On remarque souvent, faisant maintenant partie du domaine du

FIGURE 10. Variations des profils topographiques 2 et 3 entre 1983 et 1985.

Variations of topographic profiles 2 and 3 between 1983 and 1985.



sandur, de petites accumulations sablo-graveleuses longilignes ou parfois de simples buttes, qui sont les vestiges d'un ancien cordon littoral démantelé (fig. 9). À la faveur de la divagation des cours d'eau, ces restes de cordons sont de plus en plus érodés, puis complètement effacés, le matériel allant engraisser le nouveau cordon à l'avant.

Le mécanisme de progradation du rivage consiste donc en une destruction des anciens cordons littoraux et en une mise en place de nouvelles accumulations au débouché des exutoires qui, par accroissement vertical et longitudinal, forment un nouveau cordon. Ce développement vers le large se manifeste surtout là où les écoulements sont les plus actifs; dans les secteurs où les débits sont moins importants, les cordons sont moins érodés par les cours d'eau et la ligne de côte est plus stable. Les cordons littoraux sont en général peu élevés, en partie en raison d'une durée de vie restreinte, car la progradation vers le large est très rapide. Sur le littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven, nous avons constaté qu'en l'espace de deux ans seulement, de petites barres d'embouchure se transforment en cordons et que l'ancienne crête principale devient un cordon interne commençant à être détruit par les écoulements fluvioglaciaires. Nummedal *et al.* (1974) et Hine et Boothroyd (1978) ont également noté, sur les côtes des sandurs islandais, que de forts débits des cours d'eau fluvioglaciaires sont des facteurs limitatifs pour le développement des cordons littoraux.

L'analyse stratigraphique des cordons littoraux a révélé que la progradation du rivage peut être entrecoupée par des phases transgressives pendant lesquelles le cordon recule. Sur la côte de la plaine d'épandage du glacier Pedersen (fig. 2), les écoulements fluvioglaciaires ont en partie détruit un cordon littoral interne, situé à une quinzaine de mètres à l'arrière d'un nouveau cordon en formation, dégagant ainsi une coupe transversale de 1,5 m de hauteur (fig. 12). On observe, à la base de cette coupe (fig. 12), une unité peu stratifiée (1) de sédiments hétérométriques comprenant des galets anguleux et subanguleux, des graviers, des sables, et



FIGURE 11. Cordon littoral interne partiellement érodé par les écoulements fluvioglaciaires; littoral de la plaine d'épandage des glaciers Vestre et Midre Loven (le personnage est situé sur un cordon interne).

Remnant barrier beach partially eroded by glaciofluvial streams; coast of the outwash plain of the Vestre and Midre Loven glaciers (the person is located on an inner barrier beach).

des pélites en faible proportion. Ce dépôt, d'au moins 30 cm d'épaisseur, est caractéristique de sédiments fluvioglaciaires déposés lors de conditions de débâcle. Cette unité dont la surface est très faiblement inclinée vers la mer, est surmontée d'un dépôt de 5 cm d'épaisseur de sables moyens assez bien classés (2). Cette unité a été interprétée comme étant un sédiment fluvioglaciaire déposé alors qu'agissait un courant plus faible ayant permis la sédimentation de matériel de cette taille. Ce sédiment est surmonté de deux unités distinctes juxtaposées, d'une épaisseur de 10 à 20 cm; vers l'intérieur des terres, le dépôt est composé de sables et graviers fluvioglaciaires médiocrement triés (3), alors que vers la mer, le sédiment est un sable moyen bien classé (4) caractérisé par des stratifications entrecroisées dont le pendage général

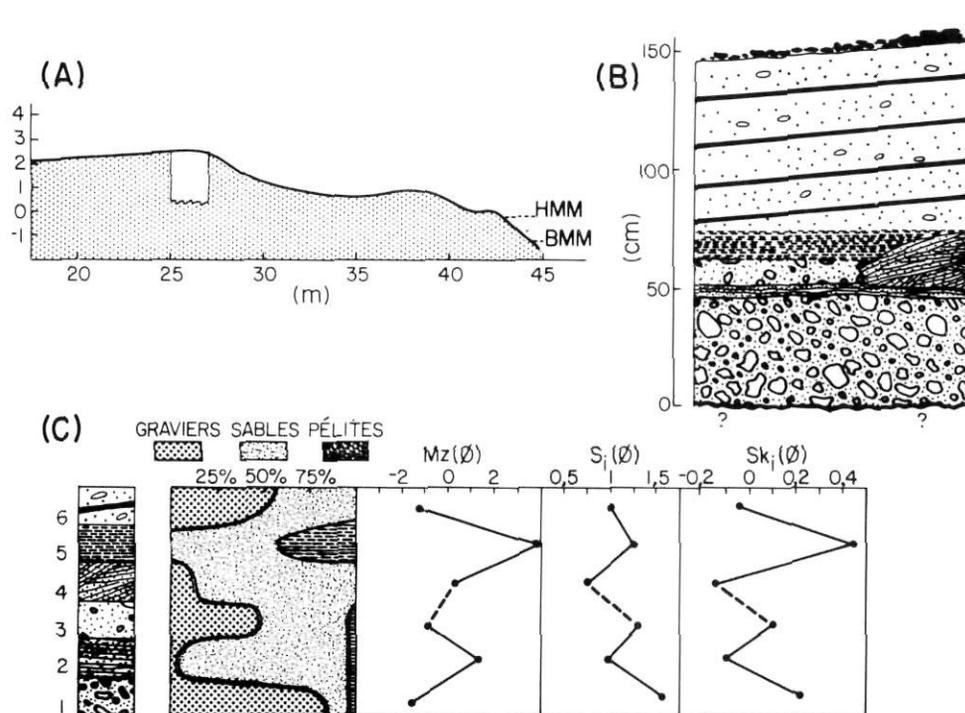


FIGURE 12. Stratigraphie d'un cordon littoral interne en bordure du sandur du glacier Pedersen (HMM: haute mer moyenne; BMM: basse mer moyenne). A) Profil topographique du cordon littoral et localisation de la coupe (B). B) Coupe stratigraphique. C) Lithostratigraphie et paramètres texturaux; lithofaciés: 1) matériel fluvioglaciaire grossier; 2) sables fluvioglaciaires; 3) matériel fluvioglaciaire sablo-graveleux; 4) sables littoraux grossiers; 5) sables vaseux lagunaires; 6) sables et graviers de cordon littoral (dépôts de débordement).

Stratigraphy of a barrier beach slightly landward of the coastline of the outwash plain of the Pedersen glacier (HMM: mean high water level; BMM: mean low water level). A) Topographic profile of the barrier beach, and location of the stratigraphic section (B). B) Stratigraphic section. C) Lithostratigraphy and textural parameters; lithofaciés: 1) coarse glaciofluvial sediments; 2) gla-

ciofluvial sands; 3) sandy-gravelly glaciofluvial sediments; 4) coarse littoral sands; 5) lagoonal silty sands; 6) barrier beach sands and gravels (overwash deposits).

s'oriente vers la terre (fig. 12). Ce dépôt sableux est caractéristique d'une migration vers la terre d'un cordon embryonnaire ou du moins représente-t-il plusieurs épisodes d'accumulation et d'érosion en milieu intertidal. Ce dépôt a donc été interprété comme une crête pré-littorale ou une « barre de delta » ayant migré vers la côte, sa structure interne étant en effet comparable à celle des crêtes pré-littorales transgressives (Davis *et al.*, 1972). L'unité suivante (5) est constituée de 12 cm de sables vaseux ( $Mz$ : 0,066 mm; 42 % < 50  $\mu$ m), représentatifs de la sédimentation qui s'effectue dans les micro-lagunes à l'arrière des cordons. L'épaisse unité supérieure (6) est essentiellement composée de sables et graviers bien stratifiés. Chaque lit s'incline en pente douce vers la terre et témoigne d'un accroissement vertical sous l'effet de vagues de débordements.

Cette coupe, qui révèle des dépôts littoraux surmontant des sédiments fluvioglaciaires et lagunaires, met en évidence une migration vers la terre des accumulations littorales. Bien qu'il semble que le niveau marin relatif puisse actuellement s'élever dans le nord-ouest du Spitsberg (Héquette et Ruz, 1986; Forman *et al.*, 1987), l'évolution de ces cordons littoraux n'est influencée que par des variations momentanées du niveau de la mer étant donné la courte période pendant laquelle ils se développent. Les oscillations de la position de la ligne de côte sont vraisemblablement causées principalement par les fluctuations de la dynamique fluvioglaciaire en amont du système littoral. Lorsque l'épandage fluvioglaciaire est actif une importante charge sédimentaire est livrée à la zone littorale et les accumulations littorales se développent en aval. Par contre, lorsque le débit des torrents diminue et que les apports sédimentaires sont plus réduits, la dynamique littorale peut alors devenir transgressive notamment lors des tempêtes.

## DISCUSSION

Le processus d'édification des cordons littoraux en bordure des plaines d'épandage fluvioglaciaire de la péninsule de Brøgger commence par la construction de barres de déferlement au sein de micro-deltas qui, par développement vertical et longitudinal, se transforment en véritables cordons. Les vagues et les marées constituent les principaux agents morphogéniques affectant ces accumulations littorales, mais le développement de ces formes dépend au départ de l'existence et du développement de micro-deltas. La présence de deltas n'est possible par ailleurs que si certaines conditions existent. Il est essentiel que les cours d'eau aient non seulement une capacité de transport élevée, mais qu'elle soit effectivement utilisée. Tel est le cas dans cette région où la gélifraction fournit une abondante charge clastique aux torrents. Le réseau hydrographique anastomosé, spécifique aux plaines d'épandage fluvioglaciaire, favorise aussi le développement, au débouché des exutoires, de nombreux micro-deltas. La topographie de la zone infratidale intervient également. Il importe que les profondeurs à remblayer à l'avant-plage soient peu importantes pour que les deltas puissent se développer et émerger rapidement.

La tendance générale est une migration de la position des cordons littoraux vers le large: de nouveaux cordons se développent à partir des micro-deltas, alors que les levées littorales précédemment mises en place sont progressivement érodées par les torrents. Ces accumulations littorales sont rapidement érodées par les écoulements fluvioglaciaires, spécialement lors des crues, et leur matériel est redistribué vers le large au niveau des exutoires. Ce sédiment alimente, avec les alluvions transportées par les torrents, les micro-

deltas au sein desquels des barres sablo-graveleuses s'exhaussent progressivement pour former des ébauches de cordon littoraux. L'action des vagues et des courants littoraux conduit à une coalescence de certaines de ces accumulations qui forment alors une crête continue, parallèle à l'orientation générale de la ligne de côte.

De légères fluctuations dans la position des cordons peuvent cependant intervenir. Le mouvement n'est donc pas uniforme vers la mer, mais de courtes phases transgressives peuvent se produire, particulièrement en cas de diminution d'apports sédimentaires à la zone littorale par les torrents et si les caractéristiques des vagues sont telles qu'elles favorisent un mouvement net des sédiments vers le haut de plage. Le facteur primordial pouvant déterminer un mouvement transgressif ou régressif des cordons littoraux semble être la fourniture de matériel terrigène. Si les écoulements fluvioglaciaires fournissent un apport sédimentaire suffisant au système littoral, une progradation du rivage se produit; si, par contre, les apports terrigènes se réduisent, les cordons littoraux peuvent connaître une légère phase transgressive et migrer sur le bas sandur.

L'étude des processus actuels affectant les littoraux meubles bordant les sandurs de la péninsule de Brögger semble donc indiquer que, lors de la progradation des plaines d'épandage fluvioglaciaire pendant le relèvement glacio-isostatique post-glaciaire (Héquette et Ruz, 1989), des cordons littoraux se sont successivement mis en place à leur limite, puis ont été détruits selon un modèle d'évolution cyclique d'accumulation et d'érosion. Au fur et à mesure que les plaines d'épandage s'étendaient vers le large, les accumulations littorales étaient progressivement érodées par les cours d'eau, le matériel étant aussitôt livré à l'avant-plage et repris par la mer pour reformer un nouveau cordon littoral prenant naissance à l'embouchure d'un exutoire. Ce type de dynamique littorale, essentiellement conditionnée par les agents fluviaux, est fondamentalement différente de celle qui caractérise les cordons littoraux qui, en péninsule de Brögger, ne sont pas directement alimentés par des apports terrigènes d'origine fluvioglaciaire, comme au cap Kvadehuk (fig. 2) où les cordons de barrage migrent lentement vers la terre depuis au moins 2100 ans BP (Héquette et Mann, 1986). L'évolution du littoral en bordure des sandurs actifs est donc principalement conditionnée par les processus fluvioglaciaires qui contribuent à alimenter, mais aussi à détruire les accumulations littorales.

#### REMERCIEMENTS

Cette étude a été financée par le GIS Études arctiques n° 49 du CNRS (France) et par le Département de géographie de l'Université de Bretagne occidentale (Brest). Les données climatologiques de la station de Ny-Ålesund nous ont été aimablement communiquées par le Norsk Meteorologiske Institutt (Oslo). L'analyse des sédiments péliques à l'aide de la centrifugeuse a été effectuée avec le concours de Bernard Hallégouët. Sur le terrain, nous avons bénéficié de l'aide de Brigitte Van Vliet-Lanoë et de Annik Moign qui nous a quittés tragiquement lors d'un accident de plongée en juillet 1987. Son expérience du terrain, sa confiance et ses encouragements

ont grandement contribué à mener à bien ce projet de recherche. Jean-Claude Bodéré et John Shaw ont eu l'obligeance de lire une première version de ce manuscrit. Nous remercions Brigitte Van Vliet-Lanoë et Claude Larssonneur pour leurs commentaires constructifs.

#### RÉFÉRENCES

- Barbaroux, L., 1967. *Étude géologique et sédimentologique de la presqu'île de Brögger, Baie du Roi, Vestspitsbergen*. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Nantes, 185 p.
- Bodéré, J.-C., 1979. Le rôle essentiel des débâcles glacio-volcaniques dans l'évolution récente des côtes sableuses en voie de progradation du sud-est de l'Islande, p. 55-64. *In* A. Guilcher, édit., *Les côtes atlantiques de l'Europe*. Actes Colloques CNEXO n° 9, Brest.
- 1985. *La région côtière sud-est de l'Islande, recherches géomorphologiques*. Thèse d'État, Université de Bretagne occidentale, Brest, 3 vol., 1826 p.
- Boothroyd, J. C. et Ashley, G. M., 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska, p. 193-222. *In* A. V. Jopling et B. C. McDonald, édit., *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n° 23, 320 p.
- Boothroyd, J. C., Cable, M. S. et Levey, R. A., 1976. Coastal morphology and sedimentation, Gulf Coast of Alaska, p. 87-182. *In* *Environmental Assessment of the Alaskan Continental Shelf*. Vol. 12, Environmental Research Laboratories, Boulder (Colorado).
- Boulton, G. S., 1979. Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. *Boreas*, 8: 31-57.
- Church, M. et Gilbert, R., 1975. Proglacial, fluvial and lacustrine environments, p. 22-100. *In* A. V. Jopling et B. C. McDonald, édit., *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n° 23, 320 p.
- Davies, J. L. 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8: 27-42.
- Davis, R. A., Fox, W. T., Hayes, M. O. et Boothroyd, J. C., 1972. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 413-421.
- Embleton, C. et King, C.A.M., 1975. *Glacial Geomorphology*. Edward Arnold, Londres, 573 p.
- Folk, R. L. et Ward, W. C., 1957. Brazos River bar: a study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Forman, S. L., Mann, D. H. et Miller, G. H., 1987. Late Weichselian and Holocene relative sea-level history of Bröggerhalvöya, Spitsbergen. *Quaternary Research*, 27: 41-50.
- Galloway, W. E., 1976. Sediments and stratigraphic framework on the Copper River Fan-Delta, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 726-737.
- Guilcher, A., Bodéré, J.-C., Coudé, A., Hansom, J. D., Moign, A. et Peulvast, J.-P., 1986. Le problème des strandflats en cinq pays de hautes latitudes. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 27: 47-79.
- Griselin, M., 1982. *Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires: exemples du bassin Loven Est, côte Nord-Ouest du Spitsberg*. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Nancy II, 500 p.

- Héquette, A., 1986. Morpho-sédimentologie et évolution de littoraux meubles en milieu arctique, péninsule de Brögger, Spitsberg. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Bretagne occidentale, Brest, 397 p.
- 1988. Vues récentes sur l'évolution du Svalbard au Quaternaire. *Revue de Géomorphologie dynamique*, 38: 129-141.
- Héquette, A. et Mann, D. H., 1986. Des figurations périglaciaires immergées, preuve d'une transgression marine ayant succédé à l'émergence postglaciaire au Spitsberg nord-occidental (Svalbard). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 303: 1237-1240.
- Héquette, A. et Ruz, M.-H., 1986. Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, péninsule de Brögger, Spitsberg. *Géographie physique et Quaternaire*, 40: 197-206.
- (1989). Les variations postglaciaires de la ligne de rivage au Spitsberg nord-occidental. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33: 323-337.
- Hine, A. C. et Boothroyd, J. C., 1978. Morphology, processes, and recent sedimentary history of a glacial-outwash plain shoreline, southern Iceland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 901-920.
- Joly, D. et Kergomard, C., 1983. Éléments pour une étude comparée du climat au nord et au sud de la presqu'île de Brögger (Spitsberg nord-occidental). *Norvège*, 30: 363-379.
- Kergomard, C., 1982. Quelques effets de la circulation atmosphérique sur l'extension des glaces marines dans les mers arctiques européennes. *Norvège*, 29: 599-613.
- Le Ribault, L., 1977. *Exoscopie des quartz*. Masson, Paris, 150 p.
- Moign, A., 1974. Strandflats immergés et émergés du Spitsberg central et nord-occidental. Thèse d'État, Brest, Service de reproduction des thèses (Lille), 727 p.
- 1976. L'action des glaces flottantes sur le littoral et les fonds marins du Spitsberg central et nord-occidental. *Revue de géographie de Montréal*, 30: 51-64.
- Moign, A. et Héquette, A., 1985. Évolution estivale d'un littoral arctique en péninsule de Brögger (Spitsberg). *Norvège*, 32: 5-17.
- Nummedal, D., Hine, A. C., Ward, L. G., Hayes, M. O., Boothroyd, J. C., Stephen, M. F. et Hubbard, D. K., 1974. Recent migrations of the Skeidararsandur coastline, southeast Iceland. Contract N60921-73-C-0258 Final Report, Naval Ordnance Laboratory, Washington, D.C., 183 p.
- Nummedal, D., Hine, A. C. et Boothroyd, J. C., 1987. Holocene evolution of the south-central coast of Iceland, p. 115-150. *In* D. M. Fitzgerald et P. S. Rosen, édit., *Glaciated Coasts*. Academic Press, New York, 364 p.
- Price, J. R., 1973. *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 242 p.
- Salvigsen, O. et Nydal, R., 1981. The Weichselian glaciation in Svalbard before 15,000 B.P. *Boreas*, 10: 433-446.
- Sendobry, K., 1977. Morphology and structure of outwash plains in the forefield of Elise and Irene Glaciers on Oscar II Land, west Spitsbergen. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, 13: 75-95.
- Ward, L. G., Stephen, M. F. et Nummedal, D., 1976. Hydraulics and morphology of glacial outwash distributaries, Skeidararsandur, Iceland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 770-777.
- Wiseman, W. J., Jr., Owens, E. H. et Kahn, J., 1981. Temporal and spatial variability of ice-foot morphology. *Geografiska Annaler*, 63A: 69-80.