

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

DOSSIER PUBLIC 2882

This document was produced
by scanning the original publication.

Ce document a été produit par
numérisation de la publication originale.

**Morpho-sédimentologie et évolution
des estrans de la partie centrale
du détroit de Manitousuk, Hudsonie**

**M.-H. Ruz, Y. Michaud, M. Allard,
T. Sutherland, B. Ardiles**

1994



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

Canada

**Morpho-sédimentologie et évolution des estrans
de la partie centrale du détroit de Manitousuk, Hudsonie**

Marie-Hélène Ruz (1), Yves Michaud (2), Michel Allard (1),
Terri Sutherland (3) et Barbara Ardiles (4).

1994

Centre géoscientifique de Québec / Quebec Geoscience Centre
Commission géologique du Canada / Geological Survey of Canada
Ressources naturelles Canada / Natural Resources Canada

Dossier public / Open file

2882

- 1: Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec.
- 2: Centre géoscientifique de Québec, Commission géologique du Canada.
- 3: Département d'océanographie, Université Dalhousie, Nouvelle-Écosse.
- 4: Département des affaires maritimes, Université Dalhousie, Nouvelle-Écosse.

TABLE DES MATIÈRES

1.0. Introduction	p. 5
1.1.- Objectifs	p. 7
1.2.- Le contexte régional	p. 7
2.0. Morphologie et sédimentologie des estrans	p.10
2.1.- Objectifs et méthodologie	p.10
2.2.- Résultats	p.12
2.2.1.- Zonation morpho-sédimentologique	p.13
3.0. Stratigraphie des dépôts superficiels	p.20
3.1.- Objectifs et méthodologie	p.20
3.2.- Résultats	p.20
4.0. Les conditions hivernales	p.23
4.1.- Observations générales	p.23
4.2.- Objectifs et méthodologie	p.23
4.3.- Résultats	p.24
4.3.1.- La charge sédimentaire	p.24
4.3.2.- Les phases de déglacement et le dégel de l'estran	p.29
5.0. La dynamique sédimentaire	p.31
5.1.- Objectifs et méthodologie	p.31
5.2.- Résultats	p.34
6.0. La biologie benthique	p.42
6.1.- Objectifs et méthodologie	p.42
6.2.- Résultats	p.45
6.2.1.- La macro-faune benthique	p.45
6.2.2.- La production primaire	p.47
7.0. L'évolution du littoral	p.51
8.0. Conclusion	p.53
- Remerciements	p.55
- Références	p.56
- Annexes	

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de localisation	p. 6
Figure 2: Localisation des profils topographiques dans la partie centrale du détroit	p. 11
Figure 3: Morphologie des estrans traversés par un chenal	p. 14
Figure 4: Morphologie des estrans sans chenal	p. 14
Figure 5: Zonation morpho-sédimentologique dans la baie de Kuugaapik	p. 15
Figure 6: Morpho-sédimentologie le long du profil 2	p. 17
Figure 7: Morpho-sédimentologie le long du profil 4	p. 17
Figure 8: Photographie de la partie médiane de l'estran, station 3, profil 2	p. 19
Figure 9: Interprétation des carottes prélevées dans la baie de Kuugaapik	p. 21
Figure 10: Photographie de la partie supérieure du pied de glace dans la baie de Kuugaapik en avril 1993	p. 25
Figure 11: Photographie d'un glaçage à l'embouchure d'une rivière	p. 25
Figure 12: Coupes schématique de la glace d'estran et de la profondeur du gel dans les sédiments de la zone intertidale (mi-avril 1993)	p. 26
Figure 13: Carotte dans le pied de glace montrant le contact entre la glace pure et les sédiments incorporés dans la glace d'estran	p. 27
Figure 14: Détail montrant la concentration en sédiments dans le pied de glace	p. 27
Figure 15: Phases de déglacement de la Grande rivière de la Baleine et du détroit de Manitounuk entre le 25 mai et le 9 juin 1993	p. 30
Figure 16: Reste de pied de glace fondant sur place, baie de Kuugaapik, juin 1993	p. 32
Figure 17: Profondeur du gel en juin 1993 dans la baie de Kuugaapik	p. 33
Figure 18: Évolution du profil 2 de 1992 à 1993	p. 35
Figure 19: Fréquence des vents par direction à la station des Manitounuk (CEN) pendant les périodes d'eau libre de juin 1992 à juillet 1993	p. 36
Figure 20: Localisation des stations de mesure d'érosion et de sédimentation le long du Profil 2	p. 37
Figure 21: Mesures d'érosion et de sédimentation le long du Profil 2	p. 39
Figure 22: Évolution des profils 2 et 4 pendant le mois de juin 1993	p. 40
Figure 23: Photographie prise en août 1993 montrant les empreintes de pas laissées en juin 1993. Station 1, profil 2	p. 41
Figure 24: Photographie de la micro-falaise en voie d'érosion au niveau du profil 4	p. 41

Figure 25: Température moyenne, maximale et minimale enregistrée pendant le mois de juin 1993 au détroit de Manitousuk	p. 43
Figure 26: Photographie montrant les panaches d'eau turbide en avant de la zone intertidale dans la partie centrale du détroit de Manitousuk	p. 44
Figure 27: Localisation des stations de mesures le long du profil 7	p. 46
Figure 28: Concentration en chlorophylle et en phaeopigments en haut d'estran	p. 48
Figure 29: Concentration en chlorophylle et en phaeopigments en bordure du chenal	p. 49
Figure 30: Concentration en chlorophylle et en phaeopigments sur la partie médiane de l'estran	p. 50

1.0 INTRODUCTION

Des travaux visant à rassembler les informations géoscientifiques de base dans la région visée par le projet hydroélectrique Grande-Baleine ont été entrepris pendant l'été 1992 et poursuivis au printemps et à l'été 1993. Étant donné l'ampleur du territoire potentiellement affecté, une série d'études à caractère régional ont été menées sur un territoire pilote compris entre la Grande rivière de la Baleine et la Petite rivière de la Baleine. Certains de ces travaux ont été menés conjointement par le Centre géoscientifique de Québec et le Centre géoscientifique de l'Atlantique et ont bénéficié de la participation de quelques universités canadiennes (Laval, Dalhousie, et INRS) et de la société Hydro-Québec via le programme de partenariat industriel en vigueur à la Commission géologique du Canada.

Une équipe du Centre d'études nordiques de l'Université Laval s'est chargée de l'étude de la dynamique sédimentaire de la rive continentale du détroit de Manitounuk et la réalisation de ce rapport est le produit d'une collaboration, tant au niveau du support logistique qu'au niveau des échanges scientifiques, entre le Centre d'études nordiques de l'Université Laval, le Centre géoscientifique de Québec et le Centre géoscientifique de l'Atlantique (Nouvelle-Écosse).

Parmi les problématiques abordées, une attention particulière a été accordée aux environnements côtiers du détroit de Manitounuk (Figure 1). Il est prévu que les eaux combinées de la Grande rivière de la Baleine et de la Petite rivière de la Baleine soient déversées dans le détroit via une conduite souterraine à partir de la centrale GB 1 (Hydro-Québec, 1993). Ces eaux déboucheront dans la petite baie de Kuugaapik (Figure 1), créant de nouvelles conditions hydrodynamiques dans le bras de mer. La dynamique sédimentaire actuelle du détroit et de sa rive, que l'on ne connaît encore que très partiellement, ainsi que la faune benthique risquent d'être affectées.

Les processus d'érosion et de sédimentation dans la zone côtière se déroulent dans un environnement subarctique, ce qui régit de façon particulière les processus liés aux échanges sédimentaires et biogéochimiques avec, d'un côté, le milieu terrestre et, de l'autre, le milieu

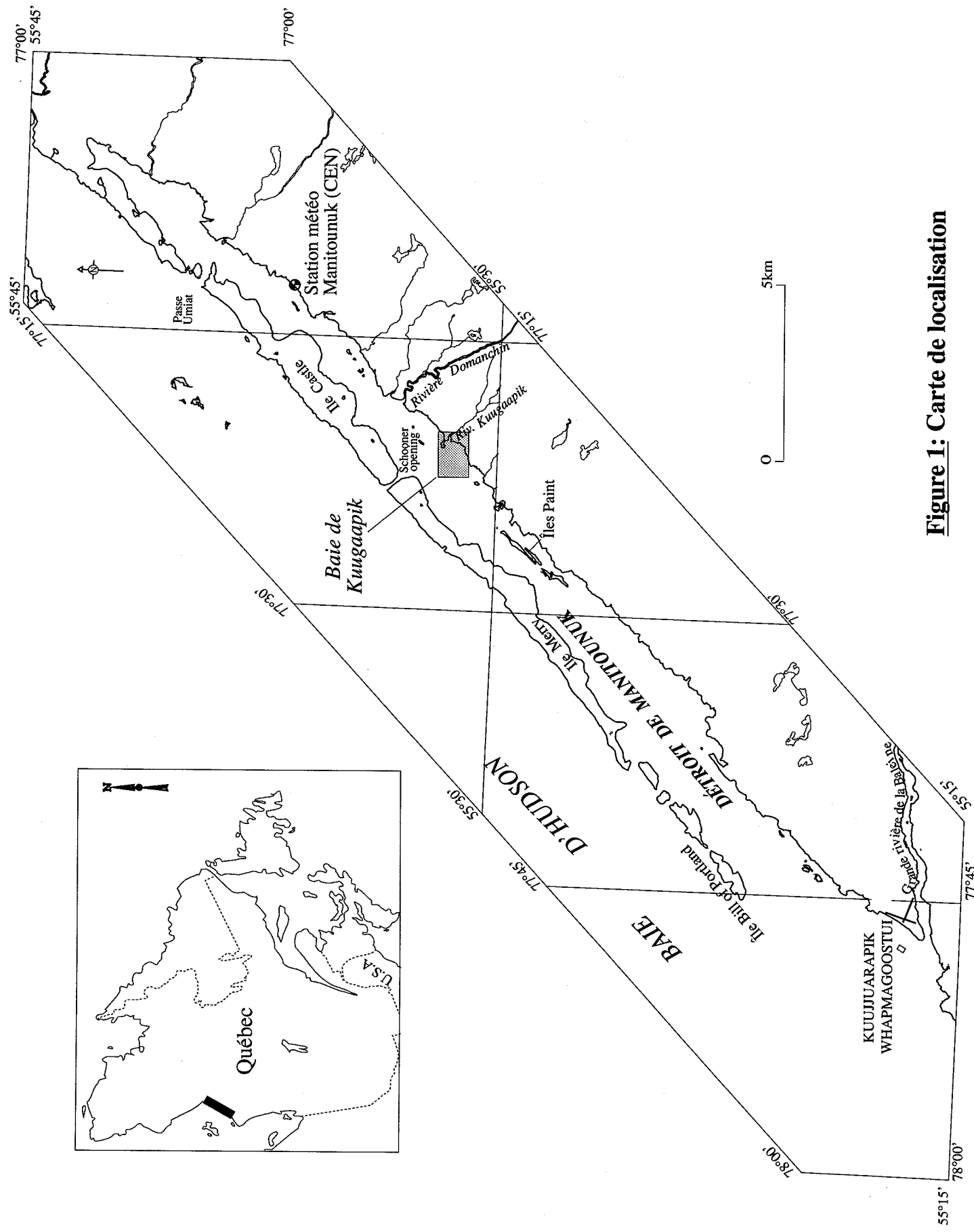


Figure 1: Carte de localisation

marin. Or, de nombreux aspects de la morpho-sédimentologie des estrans subarctiques demeurent très peu connus et l'application de modèles empruntés à des régions tempérées risque d'être inadéquate. La formation de la glace d'estran, le gel-dégel des sédiments qui modifie leurs propriétés géotechniques et leur susceptibilité à l'érosion, le pergélisol discontinu et les venues d'eau sous pression (glaçages/icings; buttes saisonnières à noyau de glace/frost-blisters), sont des processus encore mal connus, mais fondamentaux dans cette dynamique.

1.1 Objectifs

Le but de ce rapport est de faire le point sur les connaissances acquises sur le milieu côtier du détroit de Manitounuk et de présenter les résultats de l'étude morpho-sédimentologique et biologique menée dans la baie de Kuugaapik. Il s'agit également d'évaluer le rôle des glaces et du gel saisonnier des sédiments de la zone intertidale dans la dynamique sédimentaire des estrans de la partie centrale du détroit.

La connaissance de la dynamique sédimentaire des estrans du détroit de Manitounuk devrait permettre de mieux comprendre le mode d'évolution de la côte et d'évaluer les impacts potentiels des aménagements projetés.

1.2 Le contexte régional

Situé à proximité du village de Kuujjuaraapik-Whapmagoostui (Figure 1), le détroit de Manitounuk est un des rares endroits abrités le long de la côte est de la baie d'Hudson. Sa localisation, en arrière de l'archipel des îles Manitounuk (Allard & Trembay, 1983), crée des conditions particulières de vagues et de courants. La côte est rocheuse le long des îles Manitounuk alors que la rive orientale du détroit, en pente douce, est constituée par des dépôts meubles (Michaud & Frobel, 1994; Parent & Paradis, 1994). Malgré un faible marnage (1,45 m en moyenne et 1,95 m en période de vive-eau), une large zone intertidale (500-700 m) est exondée à marée basse.

D'un point de vue morphologique on peut distinguer trois principaux secteurs le long de la rive continentale du détroit de Manitounuk. Une partie externe, s'étendant de l'embouchure du détroit (de l'île Bill of Portland) jusqu'aux îles Paint. Une partie centrale ou médiane (des îles Paint à la partie centrale de l'île Castle) et une partie interne qui correspond à la tête du détroit (Figure 1). Dans la partie externe, de petites anses sableuses alternent avec une côte rocheuse. Les parties médiane et interne sont caractérisées par une série de baies séparées par de petits promontoires rocheux ou par des dépôts d'origine glaciaire (drumlins). De vastes estrans de sédiments fins (des silts sableux essentiellement), sont exondés à marée basse. Dans le fond du détroit les sédiments superficiels sont des sables fins.

La région du détroit de Manitounuk connaît encore un relèvement isostatique de l'ordre de 1 m/siècle (Hillaire-Marcel, 1976; Allard & Tremblay, 1983; Bégin *et al.*, 1993). De ce fait, le littoral actuel est très récent et la zone intertidale est prolongée vers l'intérieur des terres par une basse terrasse qui correspond à l'ancien estran. La basse terrasse est affectée par le pergélisol discontinu qui, dans les sédiments marins, a engendré des plateaux et des buttes cryogènes. Le pergélisol, peu froid ($> -1^{\circ}\text{C}$), atteint des profondeurs de 15-20 m (Allard *et al.*, 1992b; Séguin & Allard, 1984).

Au détroit de Manitounuk, la saison glacielle débute généralement vers la mi-octobre par l'englacement progressif des estrans. Ceux-ci ne sont encore couverts de glace que dans leur moitié supérieure vers la mi-novembre. L'englacement des estrans se poursuit jusqu'à ce que la surface du détroit soit complètement gelée. L'englacement de la zone intertidale se fait surtout par l'agglomération de neige imbibée d'eau, de plaquettes et de cellules de glace. Peu après l'englacement final, le pied de glace subit une diagénèse et une cimentation qui uniformise sa structure.

Le déglacement s'étend généralement de la mi-mai à la mi-juin. Le pied de glace disparaît progressivement, du haut vers le bas de l'estran. La fonte du pied de glace débute en haut d'estran en raison de la débâcle des nombreux ruisseaux qui s'y jettent. La plupart des années,

cela se produit avant le déglacement de la surface du détroit lui-même. La couverture de glace sur le détroit fond d'abord à l'extrémité nord-est, à peu près au moment où se dégage plus au sud l'embouchure de la Grande rivière de la Baleine. Cassée en radeaux de superficie variable et épais de 1 à 2 mètres, la banquise fond sur le détroit tout en dérivant selon les vents et les marées. Ces glaçons sont alors suffisamment mobiles pour être poussés sur l'estran et y laisser des marques superficielles (affouillements, rainures, déplacement de pierres, etc.). Il s'agit cependant d'une glace de mer pauvre en contenu sédimentaire et par conséquent peu susceptible de transporter sur les estrans des blocs et des sédiments d'origine extra-régionale, voire même d'une rive à l'autre du détroit.

En juin (début juillet certaines années), il arrive parfois que la glace fragmentée de la baie d'Hudson soit poussée par les vents du sud-ouest à l'intérieur du détroit. Ces glaçons peuvent faire plusieurs mètres d'épaisseur, notamment ceux qui proviennent de crêtes de pression et ils sont susceptibles de racler les hauts-fonds dans le détroit. La glace joue un rôle essentiel dans la dynamique des estrans et de la zone infratidale du détroit. Il importait donc d'étudier les conditions hivernales régissant la dynamique de la glace et, surtout, son influence sur le régime thermique des sédiments littoraux.

Pendant la période d'eau libre, les vagues sont engendrées par des vents du sud-ouest et du nord-est qui dominent en été. Ces vagues sont généralement inférieures à 1 m de hauteur. Des ondes de tempête (basses pressions atmosphériques et vents violents du sud-ouest qui "empilent" l'eau au fond du détroit), peuvent parfois provoquer une surélévation de 1 m du niveau d'eau (Hydro-Québec, 1980). De telles ondes de tempête, conjuguées à des marées de vive-eau, affectent l'évolution de la zone côtière.

Depuis plusieurs années des études à caractère régional ont été menées dans cette région. Une synthèse des travaux antérieurs a été faite par Allard & Tremblay (1983) et par Hydro-Québec (1993). Des études récentes ont porté sur la géologie marine et les sédiments à l'avant-côte (Amos *et al.*, 1992; Amos *et al.*, 1993; Zevenhuizen, 1993; Hardy & Zevenhuizen, 1993),

mais il existe cependant peu d'études relatives au littoral. Une thèse de maîtrise sur la géomorphologie littorale et les processus sédimentaires d'une baie située au fond du détroit, a déjà été produite (Moffet, 1987). C'est une bonne base descriptive pour la présente étude. Des observations sur le pergélisol ont été publiées en 1984 (Seguin & Allard, 1984). Depuis 1987 le Centre d'études nordiques de l'Université Laval a installé une station météo automatisée ainsi que des cables à thermistances qui rapportent une moisson de données sur le pergélisol côtier et le climat local (Allard *et al*, 1992b). Une thèse de doctorat sur le régime thermique du pergélisol et la dynamique du couvert nival exploite les données de la station automatisée (Roche, 1994). L'écologie végétale et la dynamique forestière liées de près à la distribution du pergélisol et au régime thermique, ont fait l'objet d'une maîtrise (Bérubé, 1991).

2.0 MORPHOLOGIE ET SÉDIMENTOLOGIE DES ESTRANS

2.1 Objectifs et méthodologie

L'objectif de ce volet de l'étude est de définir les principaux caractères morphologiques et sédimentologiques des estrans de la partie centrale du détroit de Manitounuk. Une étude détaillée de la morphologie, des sédiments de surface et de la dynamique sédimentaire a été menée en août 1992 et en juin 1993 dans la partie centrale du détroit et plus particulièrement dans la baie de Kuugaapik, face à Schooner Opening (Figure 1). Cette baie de 2 km de long et de 500 m de large à marée basse est le site proposé pour le débouché du canal de fuite de la centrale GB 1. La baie est limitée au nord par un affleurement de roches protérozoïques et au sud par un drumlin orienté SO-NE. La rivière Kuugaapik s'écoule dans la partie nord de la baie.

Afin de caractériser avec précision la morphologie des estrans, des profils topographiques ont été levés au théodolite. Six profils ont été levés dans la partie centrale du détroit et plus précisément au sud de la rivière Domanchin (Figure 2). Ces profils, perpendiculaires au rivage, s'étendent du niveau des plus hautes mers à celui des basses mers moyennes. Les profils ont été établis à partir de la limite des très hautes mers. Dans les secteurs présentant de grandes variations

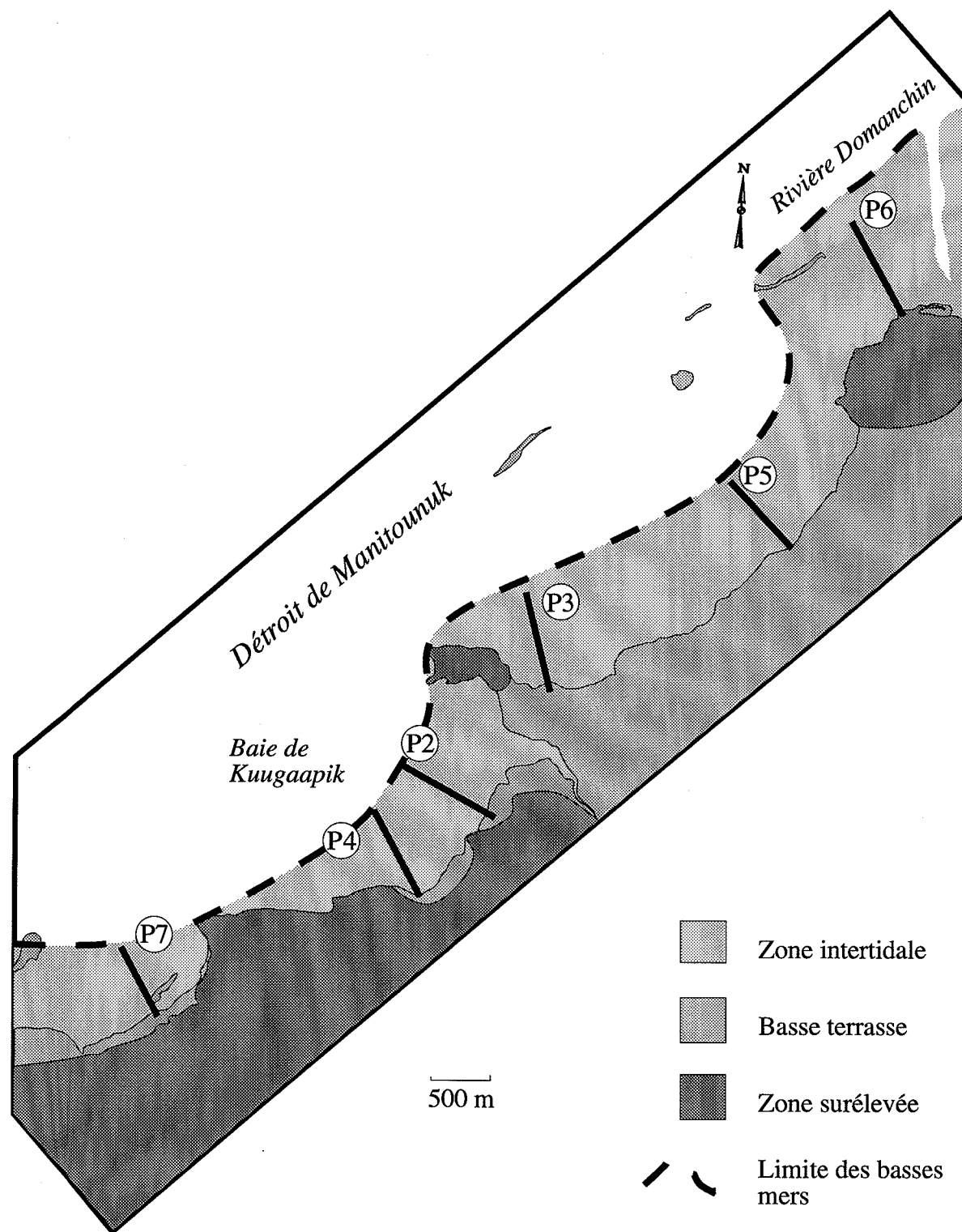


Figure 2: Localisation des profils topographiques dans la partie centrale du détroit de Manitounuk

morphologiques les mesures ont été faites à des intervalles d'un mètre, tandis que dans les secteurs plus homogènes les mesures ont été prises tous les 50 m. Dans les secteurs à marais littoraux, les profils ont été prolongés jusqu'à la limite des arbres.

Le long de chaque profil, les sédiments de surface ont été échantillonnés. Dans les zones hétérogènes l'échantillonnage reflète tout changement de texture des sédiments de surface. Dans les zones homogènes les sédiments ont été prélevés systématiquement tous les 50 m. Dans la baie de Kuugaapik, deux profils ont été levés et échantillonnés et ils ont été complétés par un échantillonnage des sédiments superficiels le long de lignes parallèles aux profils topographiques. Quelques échantillons ont également été prélevés à la benne dans la zone infratidale peu profonde (< -5 m).

Les sédiments ont été décrits sommairement selon leur texture et leur couleur (code Munsel). Ils ont ensuite été réfrigérés puis traités en laboratoire selon des procédures usuelles (lavage, séchage, tamisage pour les sables, séparation des particules inérieures à 63 μm pour les sédiments fins). Les sédiments fins (silt et argile) ont été analysés au granulomètre à laser. La méthode mathématique des moments (Boggs, 1987) a ensuite été appliquée afin de déterminer les paramètres statistiques applicables aux distributions granulométriques.

2.2 Résultats

Dans la partie centrale du détroit de Manitounuk, les estrans possèdent des caractéristiques morphologiques et sédimentologiques communes. Leur morphologie est très comparable à celle des estrans de la partie interne du détroit (Moffet, 1987). La pente générale est très faible (de l'ordre de 0.3 - 0.4 %). La partie supérieure de la zone intertidale est limitée soit par une mince plage sableuse, soit par une micro-falaise de 0,5 à 1 m de hauteur, soit par des accumulations de blocs au droit des affleurements rocheux et des drumlins. La micro-falaise est entaillée dans une basse terrasse qui correspond à des dépôts littoraux récemment émergés. Cette terrasse peut occasionnellement être inondée par la marée lors de tempêtes conjuguées à des hauts niveaux

d'eau. La zone intertidale est en contigüité avec la zone infratidale qui se prolonge en pente douce jusqu'à 5 m de profondeur.

La partie médiane des estrans est parsemée de blocs de taille décimétrique, ce qui est une caractéristique particulière aux estrans des régions froides (Dionne, 1985; 1988). La partie supérieure de la zone intertidale est traversée par un chenal parallèle au rivage reliant entre elles des mares circulaires ou allongées. Ces chenaux servent d'exutoires aux eaux continentales et sont également empruntés par la marée.

Les profils levés dans des secteurs à chenaux (Figure 3) diffèrent de ceux représentatifs des secteurs sans chenaux (Figure 4). En l'absence de chenaux, l'estran est très plat et descend en pente douce jusqu'au niveau des plus basses mers. Dans les secteurs traversés par un chenal, celui-ci interrompt la régularité de l'estran et dans tous les cas on note un bombement sur la rive externe du chenal. Ce bombement résulte très probablement d'une accumulation préférentielle des sédiments et s'apparente de ce fait à une levée.

D'une manière générale les silts et les sables sont prédominants à la surface de la zone intertidale (Annexe 1). Seule la partie supérieure des estrans est caractérisée par des sédiments fins (silt et argile). Il ne s'agit donc pas de vasières (mud flat) à proprement parler, mais d'estrans silteux correspondant aux "silt flat" de la littérature (Amos, sous presse; Wang *et al.*, 1990).

2.2.1 Zonation morpho-sédimentologique

Les estrans de la partie centrale du détroit de Manitousuk sont caractérisés par une zonation morpho-sédimentologique (Figure 5). Une telle zonation parallèle au rivage est typique de ce type d'estran et se retrouve aussi bien dans les régions tempérées que froides (Amos, sous presse). Dans les régions froides il existe cependant des aspects spécifiques, comme les actions glacielles (Dionne, 1985; Martini, 1991). Des basses mers moyennes aux plus hautes mers, quatre principales zones morpho-sédimentologiques ont été distinguées (Figures 6 et 7): l'estran

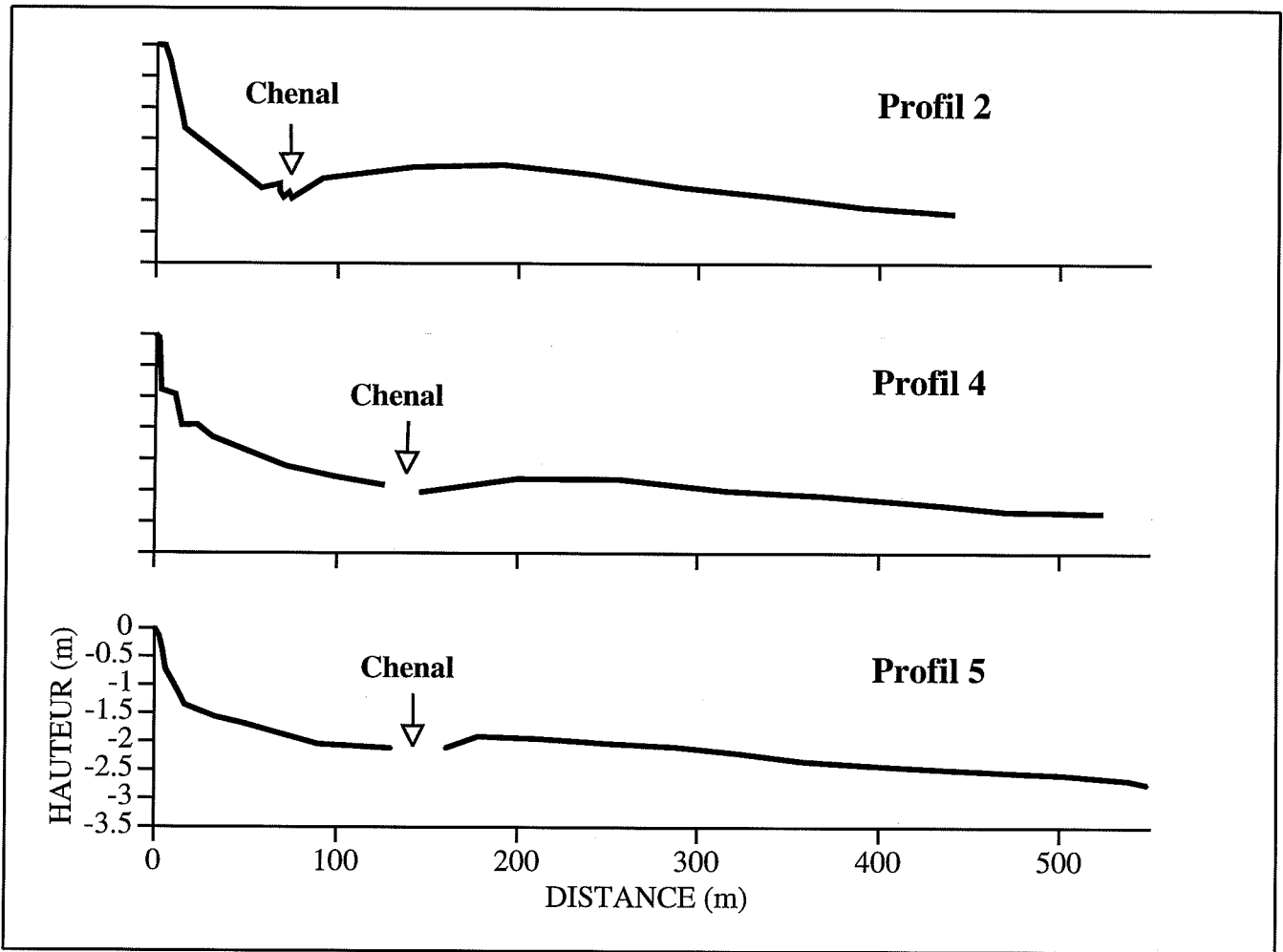


Figure 3: Morphologie des estrans traversés par un chenal

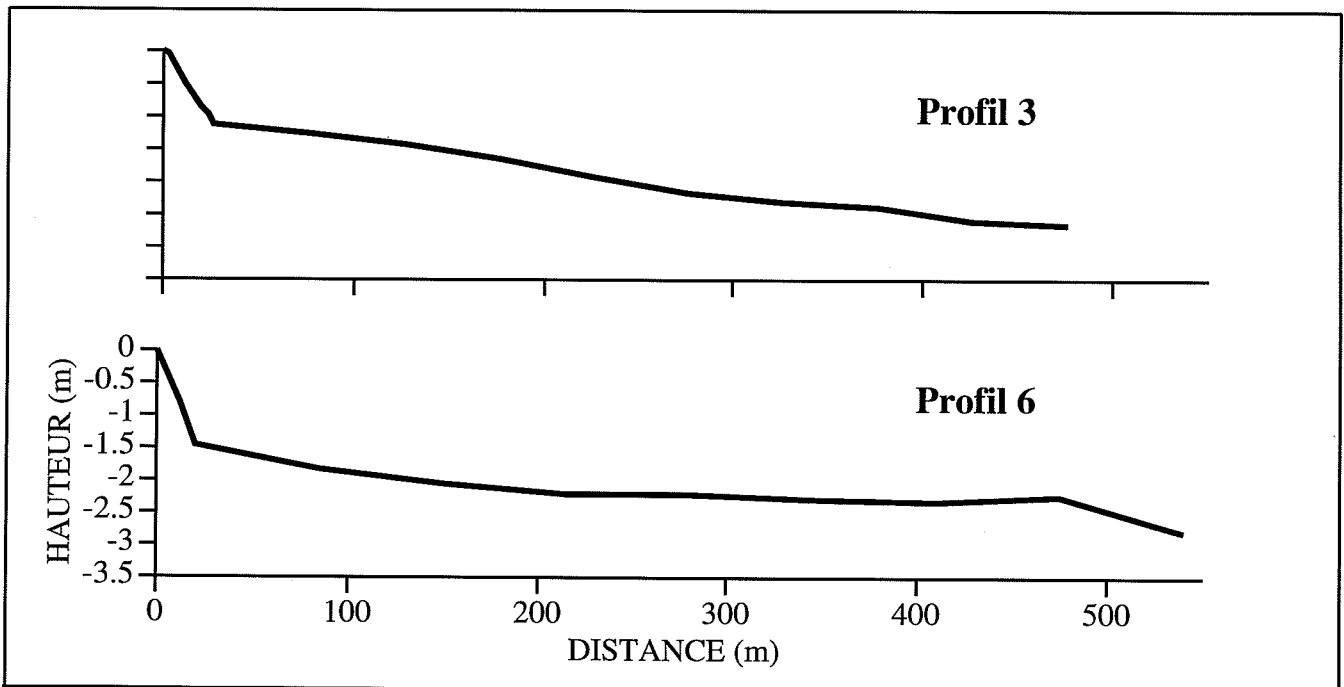


Figure 4: Morphologie des estrans sans chenal

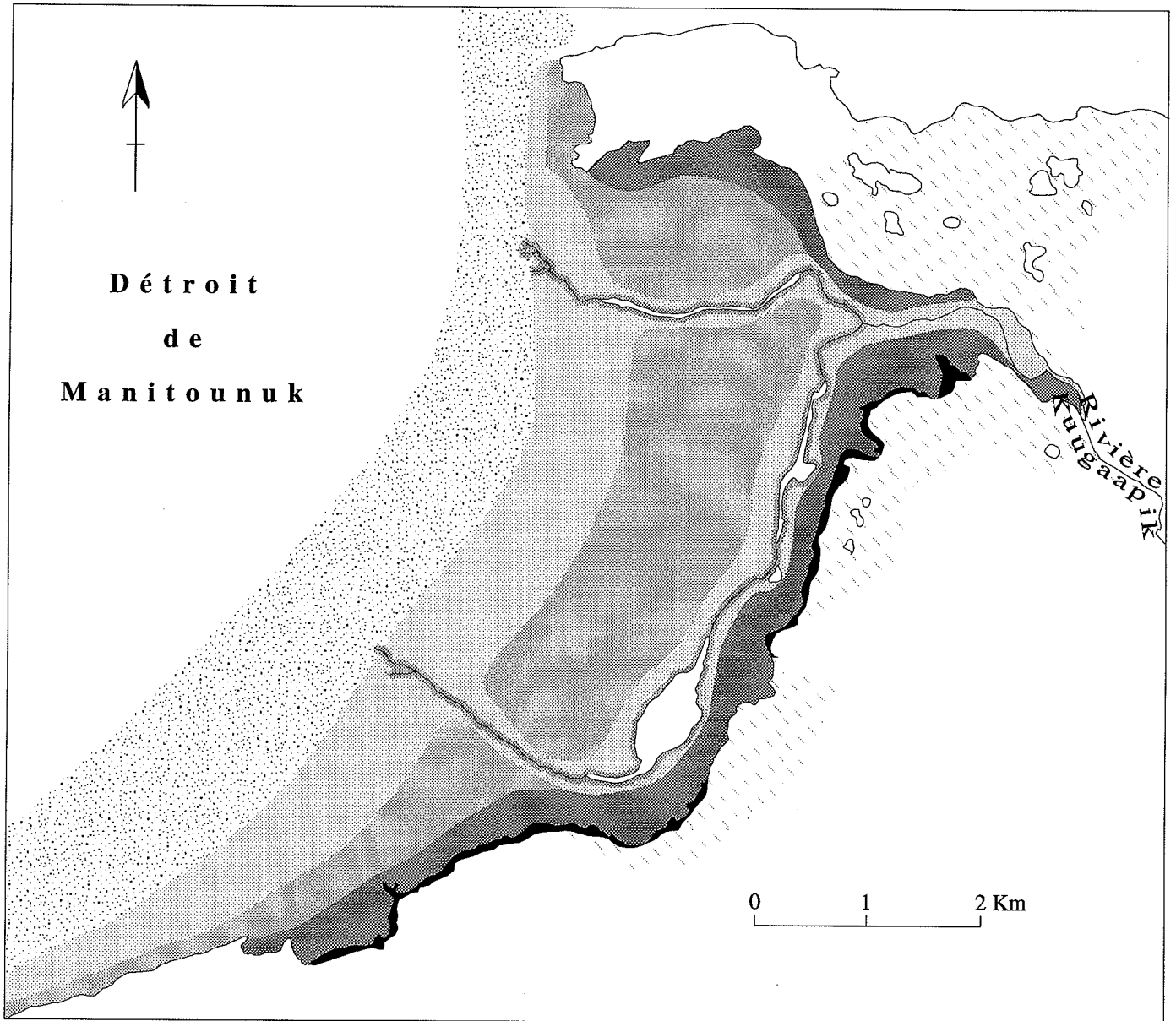


Figure 5: Zonation morpho-sédimentologique dans la baie de Kuugaapik.

inférieur (correspondant au lower flat), l'estran médian (middle flat), la zone du chenal et des mares et l'estran supérieur (high tidal flat ou upper flat).

L'estran inférieur:

Cette zone correspond à la zone des basses mers moyennes. Elle s'étend du niveau des plus basses mers de vive-eau au niveau des basses mers de morte-eau. Il s'agit d'une zone essentiellement sableuse, parcourue par des rides de courant de 3 à 6 cm de longueur d'onde.

Les sables de surface sont des sables très fins, d'une taille moyenne de 3ϕ (0,125 mm), et des sables silteux. Quelques rares blocs parsèment la zone des basses mers. En arrière d'îlots rocheux, des bancs sableux sillonnés de mégarides s'allongent vers le nord, en réponse à un transport préférentiel des sédiments vers le nord-est. Celui-ci entraîne d'ailleurs l'accumulation des sables fins à la tête du détroit. L'embouchure de la rivière Domanchin est également déviée vers le nord. Cette dérive littorale, entraînant un transit des sédiments sableux du SO vers le NE, est engendrée par les vagues du sud-ouest qui sont très fréquentes pendant la période d'eau libre (de juin à octobre).

Très peu de marques d'érosion glacielle ont été observées dans cette zone pendant l'été 1992 et au printemps 1993. Toutefois, il peut s'en créer certaines années, comme l'a observé Moffet (1987) dans la partie interne du détroit où la zone des basses mers est un secteur où abondent les marques d'érosion glacielle. Dans la partie centrale du détroit, il semble que l'action des glaces flottantes sur le fond se produise essentiellement dans la zone infratidale comme le montrent les relevés de sonar à balayage latéral (Zevenhuizen, 1993).

Cette zone se prolonge en pente douce sous le niveau des plus basses mers. Des sables fins d'une taille moyenne de $2,6 \phi$ (0,165 mm) caractérisent la zone infratidale peu profonde (-5 à -10 m).

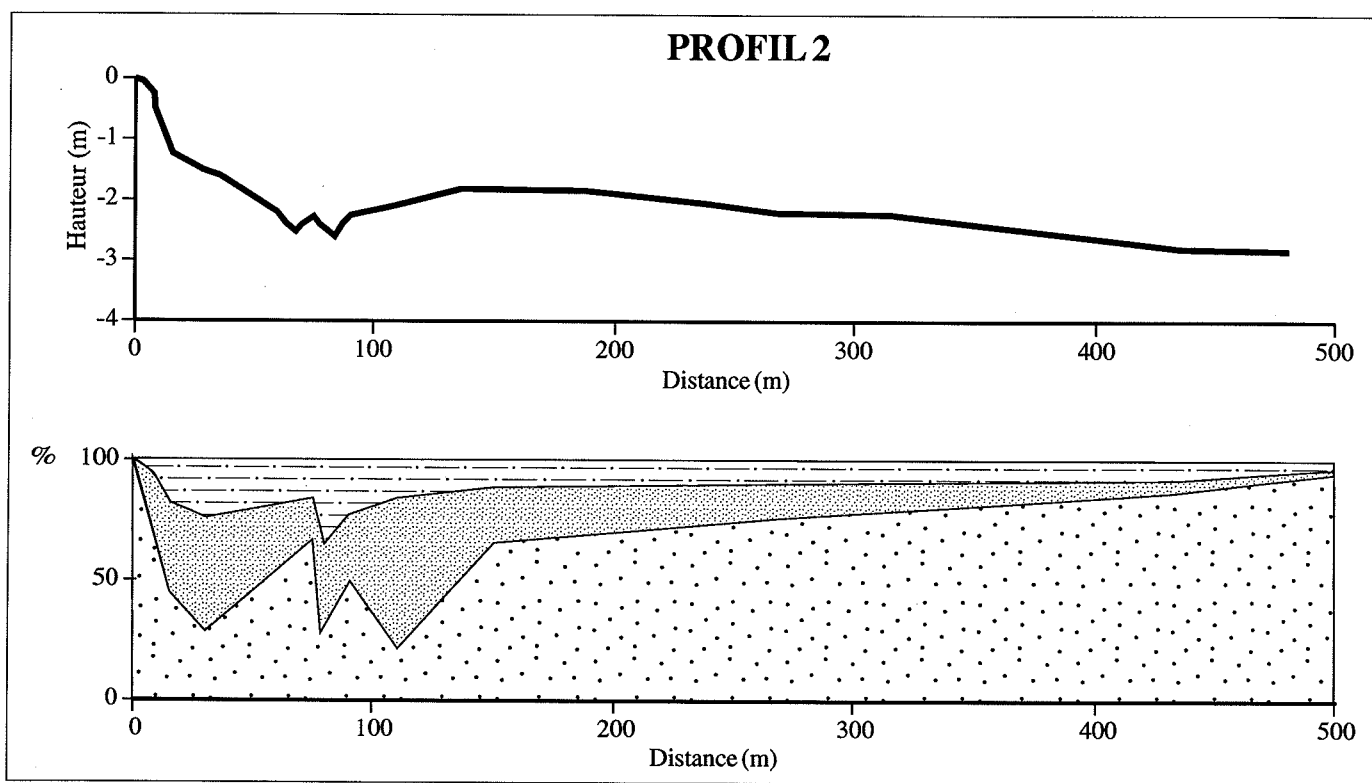


Figure 6: Morpho-sédimentologie le long du profil 2

Argile
 Silt
 Sable

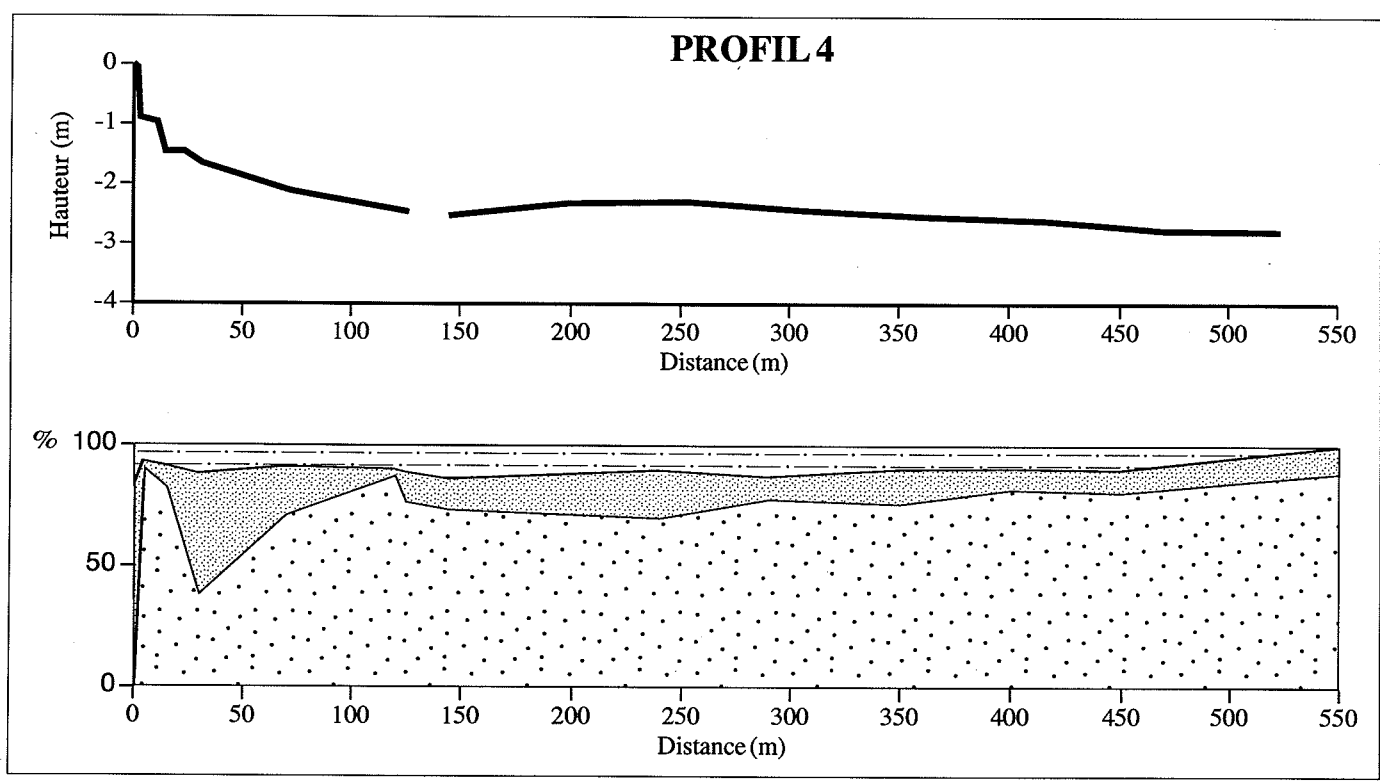


Figure 7: Morpho-sédimentologie le long du profil 4

L'estran moyen

Cette zone correspond au niveau moyen de l'eau et est caractérisée par une concentration de blocs (Figure 8). Ces blocs, qui proviennent en grande partie des affleurements rocheux ainsi que des dépôts glaciaires voisins, sont redistribués par les glaces flottantes. Certaines concentrations de blocs sont alignées perpendiculairement au rivage. On peut suggérer que ces alignements de blocs correspondent à un dépôt glaciaire sous-jacent et qu'ils sont expulsés à la surface de l'estran par les phénomènes de gel-dégel. Ces blocs reposent sur un substrat sablo-silteux (taille moyenne de 4ϕ (0,0625 mm), 30 à 35 % < 63 μm). Sous 5 à 10 cm de sable silteux superficiel, on trouve des silts noirâtres à forte concentration en matière organique décomposée. La surface de l'estran est très irrégulière, en raison de la présence de nombreuses mares peu profondes (< 10 cm). Cette morphologie serait caractéristique d'une surface soumise à l'érosion.

La zone du chenal et des mares

Cette zone, qui sépare l'estran médian de l'estran supérieur, est un environnement morpho-sédimentaire unique dans ce type de milieu. Le chenal est peu profond (de 0,5 à 1 m), quant aux mares, leur profondeur semble supérieure au mètre mais demeure inconnue. Certains chenaux servent d'exutoires aux petites rivières et ruisseaux qui débouchent dans les baies. Ils sont également empruntés par la marée. Le fond des chenaux est sableux alors que les rives sont le siège d'une sédimentation fine. Les silts et les silts argileux (66 à 76 % de sédiments < 63 μm) prédominent. Les mares circulaires correspondraient à l'effondrement de dômes de glace (icing) formés pendant l'hiver (voir section 4.0. du présent rapport).



Figure 8: Photographie de la partie médiane de l'estran, station 3, profil2. Notez les nombreux blocs ainsi que l'aspect irrégulier de la surface de l'estran.

L'estran supérieur

Cette zone, dont l'extension latérale est limitée, correspond au niveau des hautes mers. Elle s'étend des plus hautes mers de vive-eau aux hautes mers de morte-eau. Il s'agit d'une zone où prédominent les silts et les silts argileux (de 54 à 70% de sédiments < 63 µm). La pente de l'estran est plus forte dans ce secteur (de l'ordre de 1.5 %) et les blocs sont rares. Quelques fissures et volcans de boue dus au dégel annuel ont été observés à ce niveau.

La partie supérieure de l'estran est limitée soit par une micro-falaise entaillée dans des dépôts intertidaux récemment émergés, soit par une mince plage sablo-graveleuse. Les sédiments de plage sont hétérométriques et mal classés ce qui indique un milieu de très faible énergie. Ces sédiments proviennent en partie de l'érosion de la micro-falaise. À marée haute, les vagues peuvent également déposer une partie de leur charge sédimentaire grossière.

3.0 STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS SUPERFICIELS

3.1 Objectifs et méthodologie

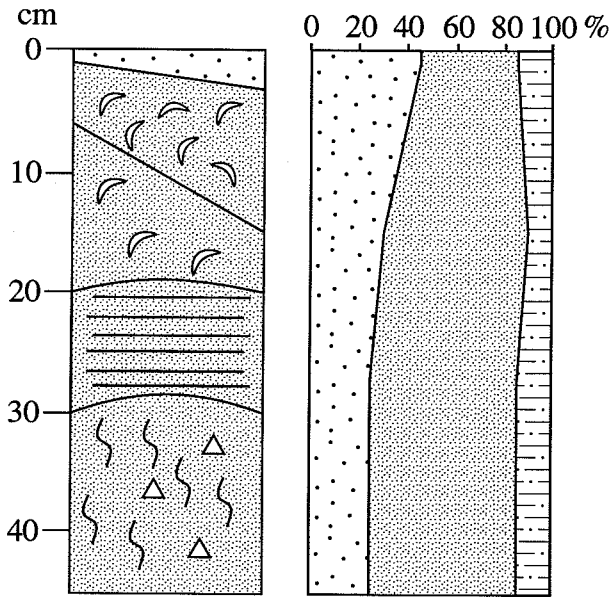
Des carottages manuels ont été effectués dans le but de caractériser la stratigraphie des sédiments superficiels. Des carottes de 0,50 à 0,75 m de longueur ont été recueillies dans des secteurs clé, le long de chaque profil.

Les carottes ont été réfrigérées puis analysées à bord du CSS Hudson ou au Centre géoscientifique de l'Atlantique à Halifax. Les carottes ont été ouvertes, photographiées puis décrites en détail (structures sédimentaires, texture des sédiments) et sous-échantillonnées tous les 5 cm.

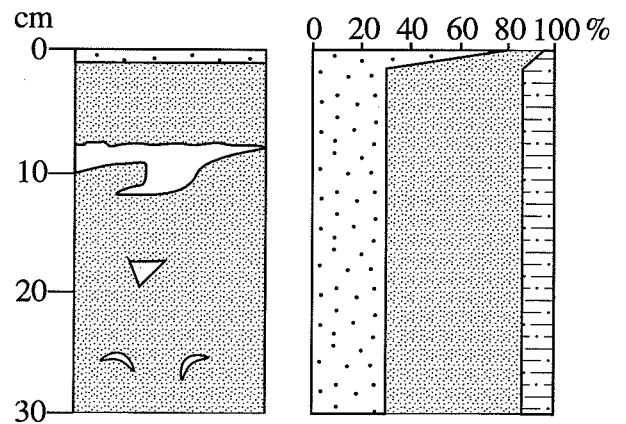
3.2 Résultats

Plusieurs carottes ont été prises le long de chaque profil. Bien que prélevées dans différentes baies, les carottes présentent des caractéristiques communes. Chaque zone morpho-sédimentologique est caractérisée par un faciès sédimentaire distinct (Figure 9). Pendant l'été,

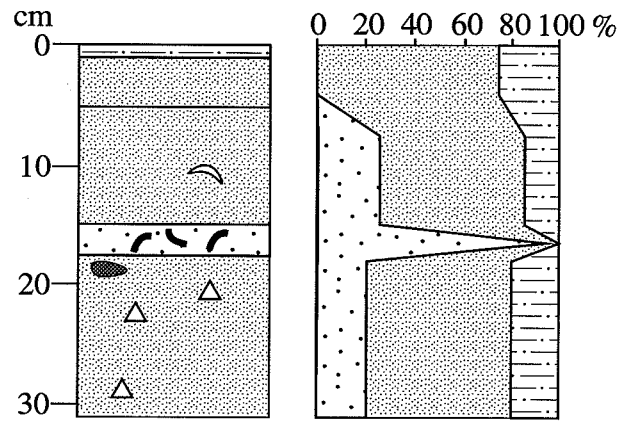
ZONE DES BASSES MERS



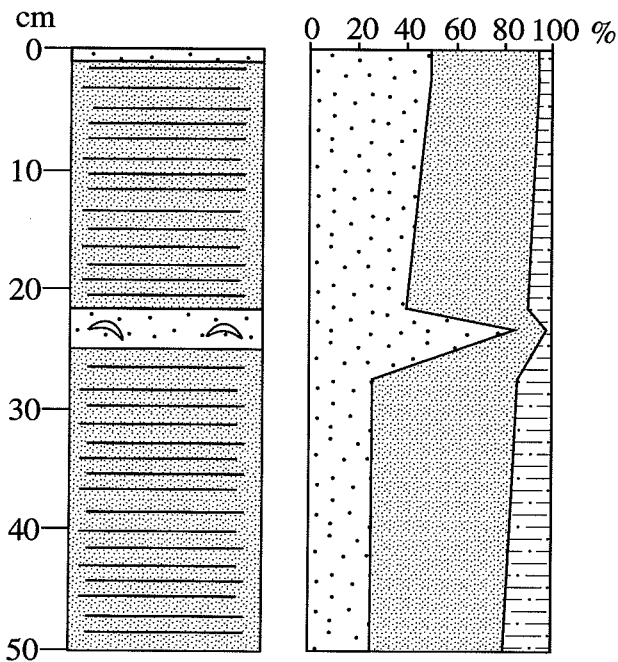
ESTRAN MÉDIAN



ESTRAN SUPÉRIEUR



ZONE DU CHENAL












-  Sable
-  Silt
-  Argile
-  Coquille
-  Granule
-  Débris de végétation
-  Caillou de granite
-  Matière organique
-  Aspect marbré

Figure 9: Interprétation des carottes prélevées dans la baie de Kuugaapik

tous les sédiments superficiels sont recouverts d'une mince couche organique de couleur ocre. Il s'agit d'une couche de diatomées.

Au niveau des basses mers, sous 1 à 3 cm de sables fins superficiels, les sédiments silteux dominant. Ces sédiments sont généralement de couleur noire, ce qui indique la présence de matière organique et un milieu anoxique. Au niveau du profil 2, les coquilles de mollusques (principalement Mytilus edulis) sont communes sous les silts-sableux superficiels.

Les carottes prélevées sur l'estran médian présentent une plus grande homogénéité. Les sédiments sont très compacts et il s'agit essentiellement de silt argileux sans structures apparentes. La matière organique ainsi que les mollusques sont absents. Une carotte, prélevée au niveau du profil 2 en juin 1993 et décrite six mois plus tard, révèle de nombreux vides, résultant vraisemblablement de la fonte de lentilles de glace (Figure 9).

Les carottes provenant des rives du chenal présentent toutes des couches alternées de sédiments fins et de sédiments riches en matière organique. Ces couches ont de 0,5 à 2 cm d'épaisseur et attestent d'une sédimentation active à ce niveau. Les silts et les silts sablo-argileux sont prédominants dans cette zone. Ces lits alternés reposent sur une unité très compacte de silts argileux qui sont très similaires aux sédiments de l'estran médian.

Les carottes prélevées sur l'estran supérieur montrent toutes des lits perturbés sur les 10-20 premiers centimètres. Les sédiments de surface sont des silts argileux très liquéfiés de 1 à 5 cm d'épaisseur. Des lits obliques à forte concentration en matière organique alternent avec de minces couches de sédiments fins ou de sables grossiers.

Dans toutes les carottes on a trouvé des granules et graviers qui ont vraisemblablement été transportés par les glaces et/ou incorporés aux sédiments de l'estran lors de la formation du pied de glace. De plus, les sédiments superficiels sont dépourvus de structures sédimentaires et les contacts entre les différentes unités sont mal définis. Ceci résulte vraisemblablement du remaniement des sédiments superficiels par les processus liés au gel-dégel des estrans.

Ces sédiments perturbés reposent tous sur une unité silto-argileuse très compacte. Cette unité, dont l'épaisseur n'est pas connue, correspond très vraisemblablement à des boues marines déposées lors de la transgression postglaciaire (Mer de Tyrrell) et remaniées en surface.

La basse terrasse littorale et la zone intertidale seraient en fait constituées d'une couche très mince et inégale (de 0,1 à 1,5 m) de sédiments silteux et sableux reposant sur un épais dépôt d'argiles marines mises en place lorsque le niveau marin relatif était plus haut.

4.0 LES CONDITIONS HIVERNALES

4.1 Observations générales

Au milieu de l'hiver, tout l'estran est couvert d'un pied de glace d'environ un mètre d'épaisseur. Des blocs glaciels percent la surface du pied de glace à plusieurs endroits, notamment vis-à-vis des pointes formées sur la côte par les crêtes drumlinoïdes. Quelques sondages, au début des années 1980, avaient montré que ce pied de glace était soudé par le gel aux sédiments sous-jacents (Moffet, 1987). Des suintements d'eau, provenant des ruisseaux non gelés de la basse terrasse et de la nappe phréatique, percent la glace d'estran et s'étalent à la surface du pied de glace tout l'hiver. Ces suintements qui forment des surfaces lisses, imbibent les couches de neige fraîche et donnent naissance ici et là à des buttes et des dômes de glaçage lorsque des pressions hydrostatiques s'accumulent en-dessous. Ces glaçages, issus de suintements au niveau de la partie supérieure de la zone intertidale, peuvent se répandre jusqu'au niveau des basses mers, c'est-à-dire jusqu'aux fissures de marées qui démarquent le pied de glace de la glace de mer sur le détroit.

4.2 Objectifs et méthodologie

En avril 1993, des relevés et des sondages ont été réalisés dans la baie de Kuugaapik afin de préciser comment le pied de glace et les glaçages interviennent dans la dynamique de l'estran et afin de mesurer les profondeurs de gel dans les sédiments.

Plus de 20 forages et 2 tranchées ont été effectués dans la glace le long de deux transects (P2 et P4) à l'aide d'une foreuse munie d'un carottier à diamants et d'une scie mécanique. Ces forages ont permis de prélever des échantillons de sédiments afin d'évaluer le pourcentage de sédiments incorporés dans la couverture glacielle et d'évaluer la teneur en glace des sédiments sous-jacents selon la méthode décrite par Michaud *et al.* (1994). Des profils thermiques ainsi que des mesures de salinité ont également été effectués dans chacun des trous de forage à l'aide d'une sonde à thermistance et d'un salinomètre portatif.

4.3 Résultats

Le pied de glace et la couverture glacielle atteignent une épaisseur d'environ 1,25 m. Le pied de glace débute au niveau de la micro-falaise et se prolonge jusqu'à la limite des basses mers, là où des fissures de marée se forment. La glace de rivage n'atteint que très rarement le sommet de la basse terrasse (Figure 10). Suite aux arrivées d'eau souterraine et des ruisseaux de la basse terrasse, plusieurs dômes de glaçage se développent en bordure de la micro-falaise. D'autres phénomènes de glaçage (icing ou naled), de plus grande envergure cette fois, sont présents à l'embouchure des rivières et au-dessus des mares circulaires de la zone intertidale (Figure 11). Ces dômes sont reliés entre eux par une crête de glace d'environ 1 m de haut qui suit le tracé du chenal parallèle au rivage.

4.3.1 La charge sédimentaire

En coupe (Figure 12), on remarque que la glace d'estran est soudée aux sédiments sous-jacents et que l'isotherme 0°C y pénètre jusqu'à 3 - 4 m de profondeur. Très peu de sédiments sont visibles à la surface et dans les premiers 30 à 60 cm de glace. Ce n'est que sous cette première couche de glace de neige et de glace colonnaire que des sédiments hétérométriques sont incorporés dans la glace (Figure 13). Des concentrations allant jusqu'à 60% de sédiments par unité de volume ont été mesurées sur des échantillons provenant des divers trous de forage



Figure 10: Photographie de la partie supérieure du pied de glace dans baie de Kuugaapik en avril 1993.

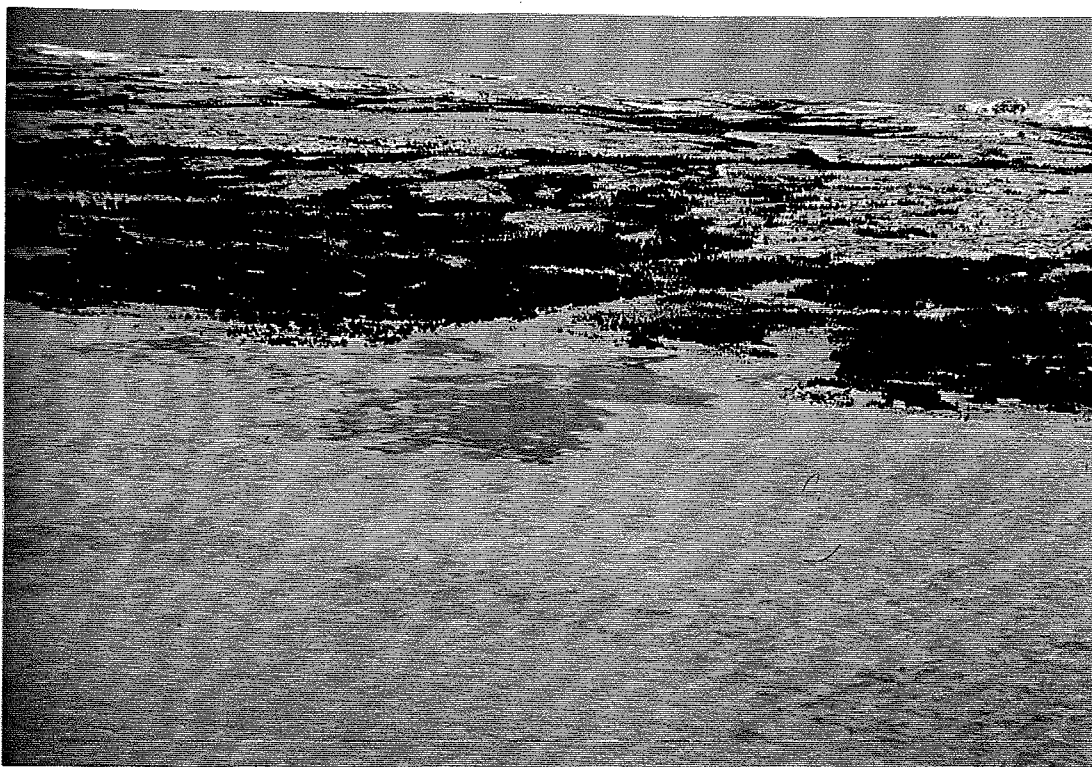
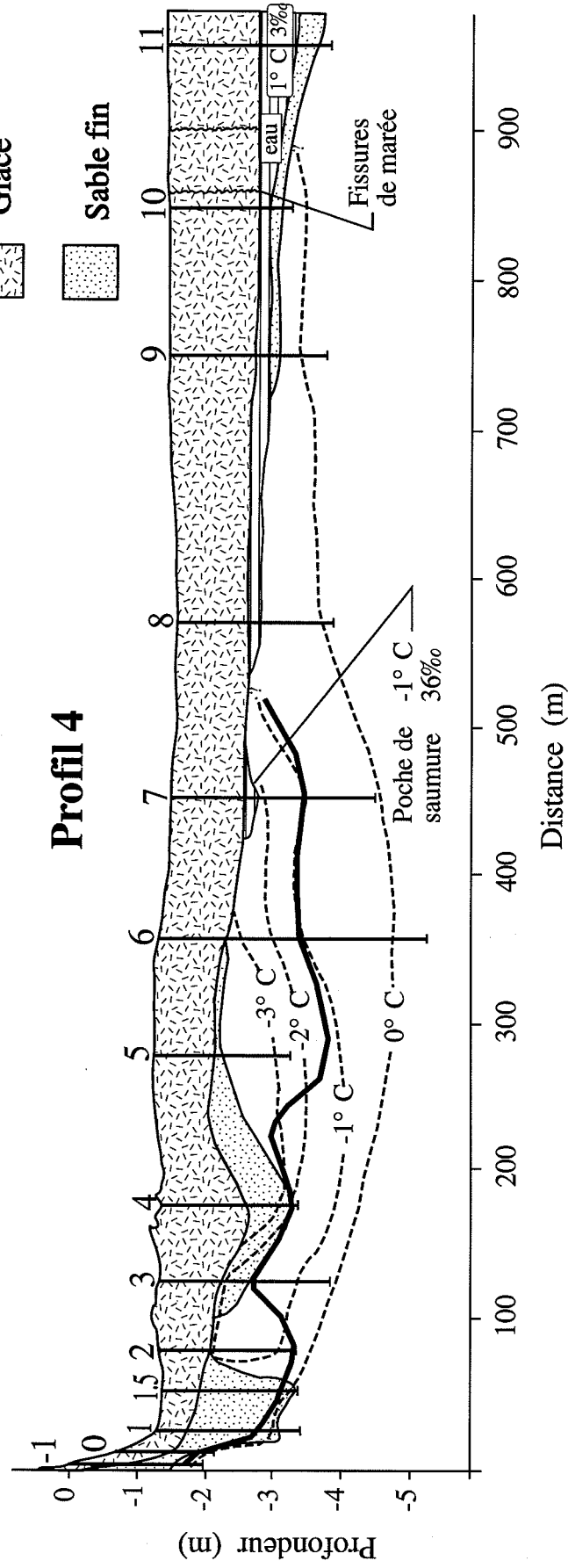
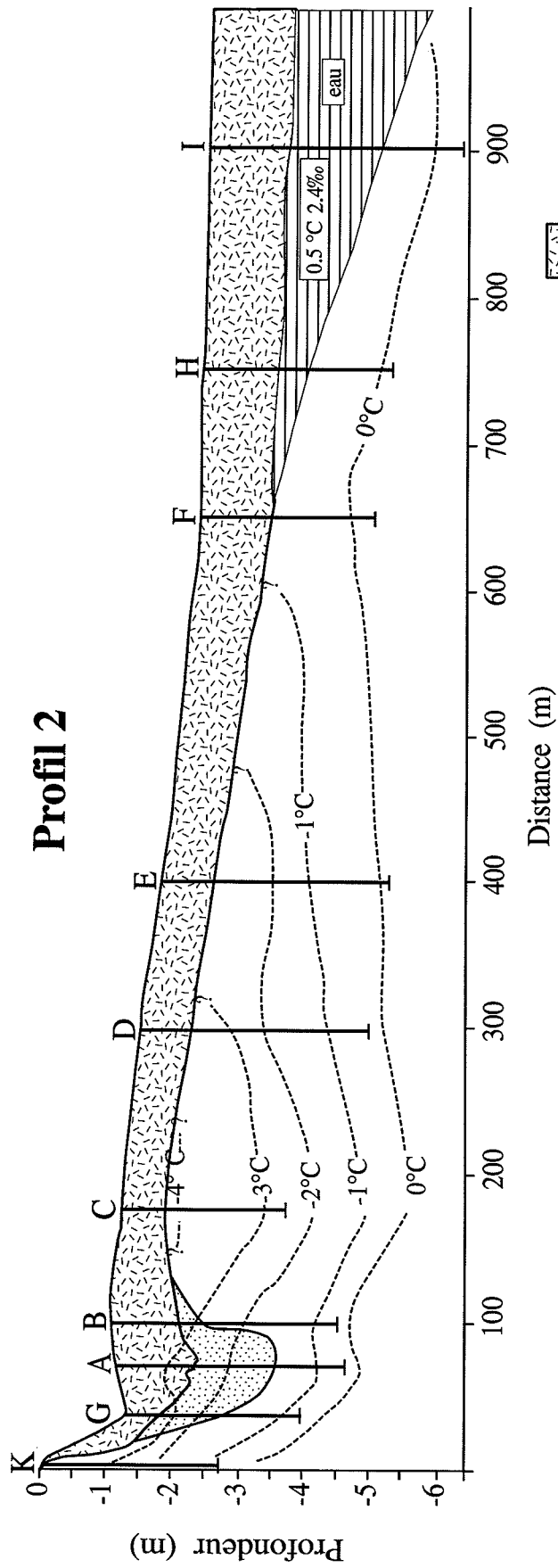


Figure 11: Photographie d'un glaçage à l'embouchure d'une rivière.



Glace
 Sable fin

Figure 12: Coupes schématiques de la glace d'estran et de la profondeur du gel dans les sédiments de la zone intertidale à la mi-avril 1993.

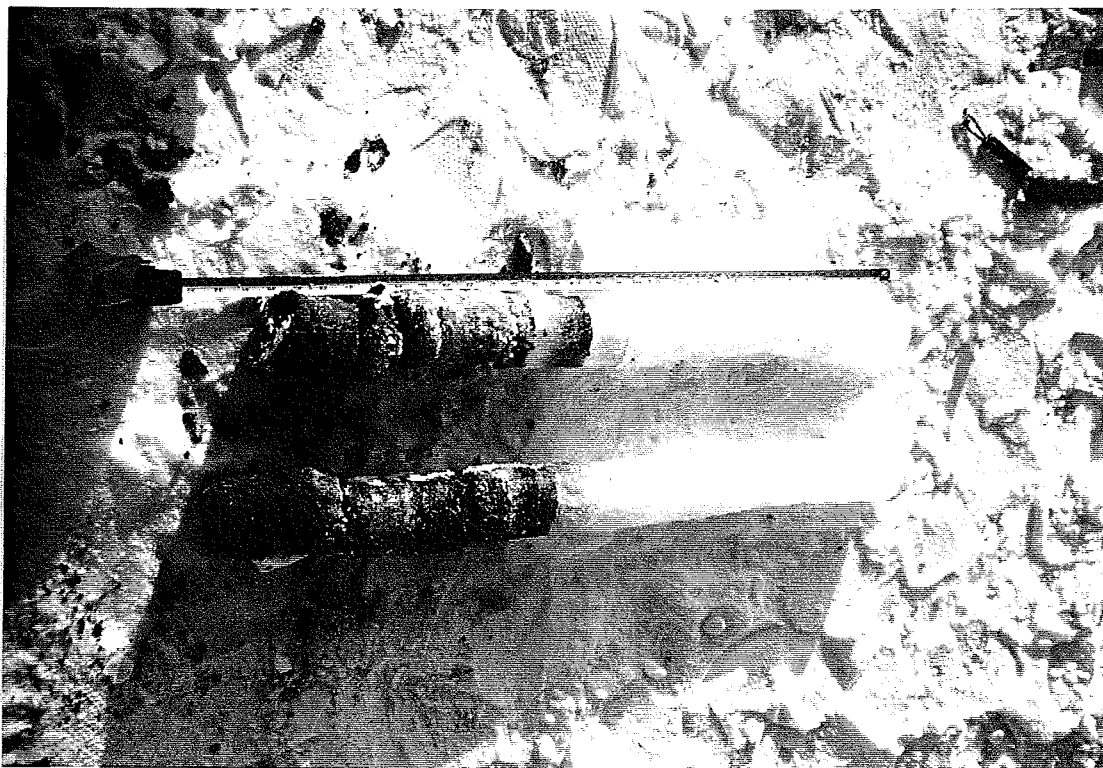


Figure 13: Carotte dans le pied de glace montrant le contact entre la glace pure et les sédiments incorporés dans la glace d'estran.

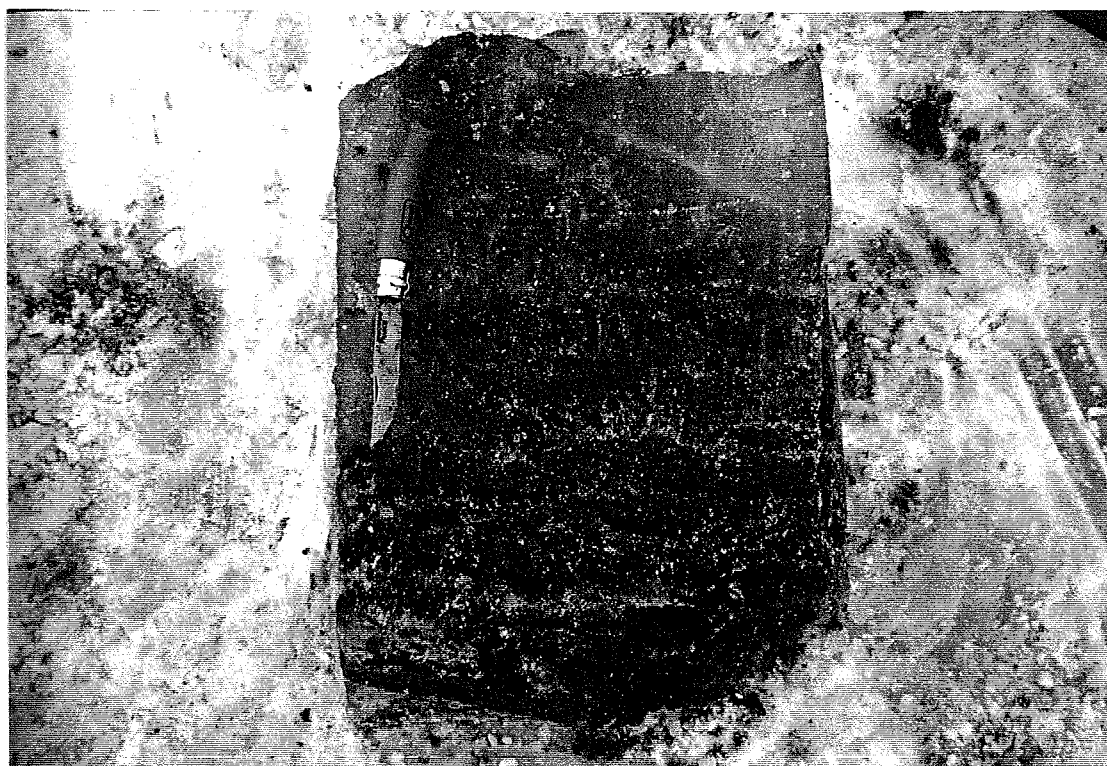


Figure 14: Détail montrant la concentration en sédiments dans le pied de glace.

(Annexe 1). Les particules sont soit concentrées en lits et lentilles soit distribuées de façon homogène dans la glace selon le mode de prise en charge (Figure 14).

Sous le pied de glace, de nombreuses lentilles de glace de ségrégation se développent dans les sédiments gelés de la partie superficielle de l'estran. La teneur volumétrique en glace des sédiments gelés sous le pied de glace est en moyenne de 40% (Annexe 1), soit une valeur supérieure à la teneur en eau des silts tyrrelliens qui n'ont jamais gelé (32-36%). Sous la glace, la pénétration du front de gel dans les silts crée la succion cryogénique qui forme ces lentilles. La formation des lentilles elles-mêmes brise la structure originale du matériel de façon irréversible et résulte, lors de la fonte estivale, en des teneurs en eau excessives induisant souvent la liquéfaction des sédiments.

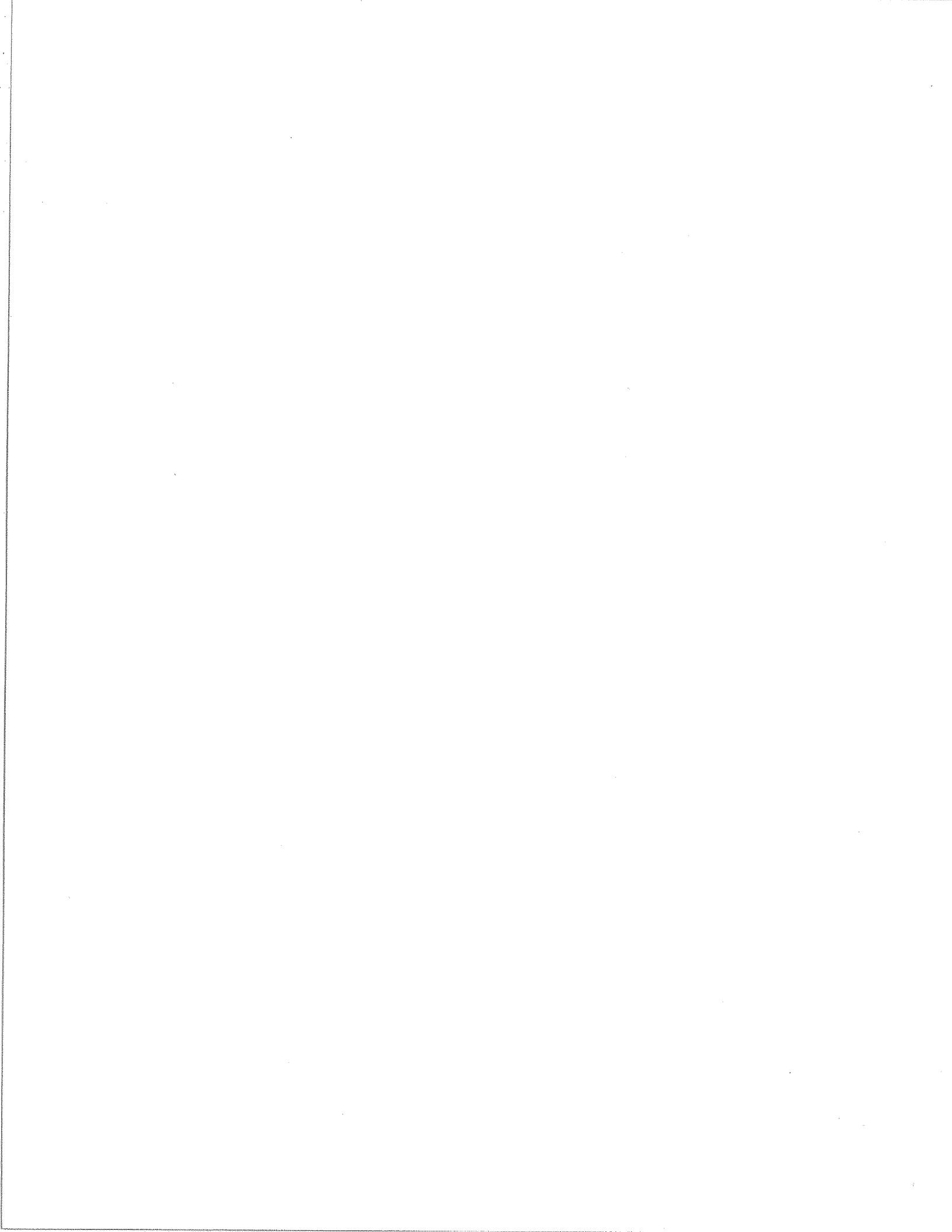
Les mesures thermiques le long des transects révèlent que l'isotherme 0°C peut pénétrer jusqu'à 4 m sous la base du pied de glace. Lors de la prise de mesures la résistance à l'enfoncement de la tige à thermistance était très faible entre -1°C et 0°C, indiquant que le silt argileux n'était pas vraiment cimenté par le gel dans cet intervalle de température. Ceci est probablement dû à la fois à une certaine teneur en sels synsédimentaires des silts marins et à leur granulométrie fine.

À l'examen du profil 4, on constate qu'il y a une zone de sédiments non gelés sous la glace d'estran au fond de la baie Kuugaapik, là où les arrivées d'eau sous les mares et les glaçages se produisent. Coulant tout l'hiver, ces eaux constituent un apport de chaleur très important. Sous les deux profils, la pénétration du gel sous-glaciel est maximale à 200-300 m du rivage, sous le bombement topographique de l'estran. Cet endroit est à la fois loin des sources de chaleur et à la fois non affecté par la marée qui pénètre partiellement sous la glace au niveau inférieur de l'estran. La glace étant un bon conducteur thermique, le gel peut donc pénétrer en profondeur dans les sédiments sous-jacents. On peut aussi noter que l'isotherme 0°C pénètre sous la partie inférieure de l'estran, là où pénètre le coin de la marée. Ceci laisse envisager que lors des mortes-eaux le gel peut aussi pénétrer les sédiments à travers la glace. L'eau très froide

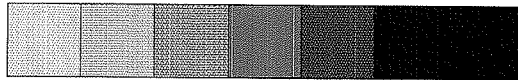
(<1°C) qui s'infiltrait à marée montante lors des mesures n'y résidait pas assez longtemps pour dégeler les sédiments. De façon générale, on constate que le gel pénètre plus profondément sous le profil 2 que sous le profil 4 et, qu'à des profondeurs comparables, les températures y sont plus froides d'environ 0.5°C. Le profil 2 étant situé hors de la zone d'arrivée des ruisseaux, il ne reçoit pas cet apport de chaleur. De grandes variations ont été observées dans les mesures de salinité sous la glace. Le long du profil 4, à 450 m du trait de côte, une mince lentille d'eau dont la salinité était de 36 ‰ fut rencontrée au contact glace-sédiments gelés. Cette valeur, beaucoup plus élevée que celle du détroit en été (23 ‰), peut s'expliquer par deux facteurs: le confinement sous pression et la concentration par expulsion de sel lors du gel partiel d'une mare. D'autre part, les très faibles salinités de l'eau du détroit sous la glace, de l'ordre de 2-3 ‰, s'expliquent par l'immense étendue du panache d'eau douce de la Grande rivière de la Baleine sous la glace en hiver (Ingram & Larouche, 1987).

4.3.2 Les phases de déglacement et le dégel de l'estran

Les processus littoraux, normalement actifs durant la période estivale, sont passablement modifiés pendant le cycle glaciaire. Les périodes d'englacement et de déglacement sont reconnues comme étant des périodes où il y a perturbation et transport des sédiments alors que le pléniglaciaire est une période plutôt calme où il y a très peu de transport sédimentaire (Bégin & Allard, 1982). De façon générale, l'englacement et le déglacement suivent des patrons similaires. Les deux progressent de la côte vers le large et de la partie interne du détroit vers son embouchure. En ce qui concerne le déglacement, le tronçon fluvial et l'embouchure des tributaires de la côte hudsonienne sont les premières zones à se libérer des glaces à la grandeur du détroit. La glace d'estran dans les anses et dans les petites baies fond littéralement sur place. Par la suite, la banquise s'amincit, se fissure et se morcelle sous l'action des courants de marée et du vent. Les phases de déglacement observées au printemps 1993, montrent un retrait progressif de la glace du 25 mai jusqu'au 9 juin (Figure 15). Après cette date, les glaces deviennent beaucoup plus



Légende



- Zone déglacée au 9/06/93
- Zone déglacée au 7/06/93
- Zone déglacée au 5/06/93
- Zone déglacée au 2/06/93
- Zone déglacée au 27/05/93
- Zone déglacée au 26/05/93
- Zone déglacée au 25/05/93

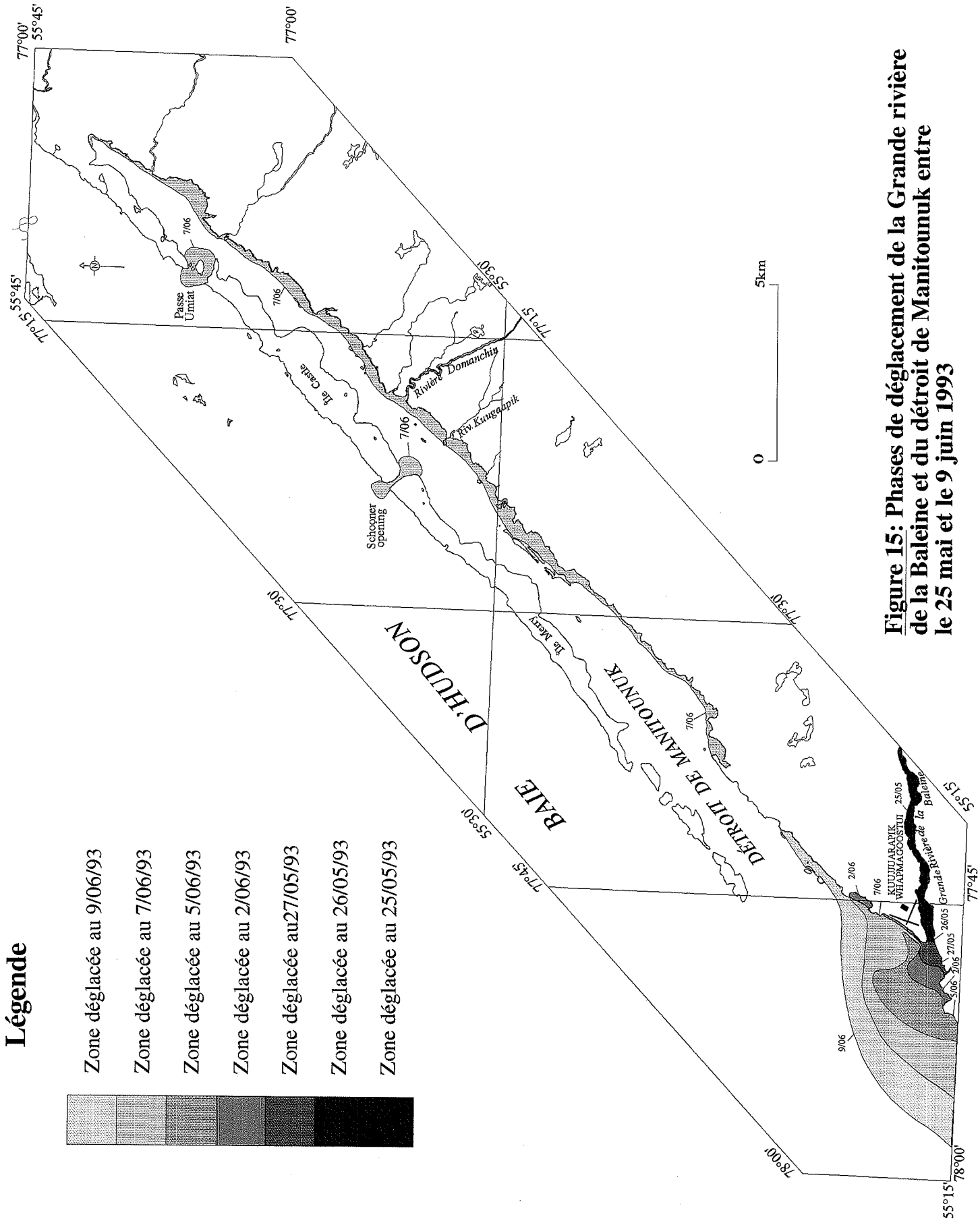


Figure 15: Phases de déglacement de la Grande rivière de la Baleine et du détroit de Manitouk entre le 25 mai et le 9 juin 1993

mobiles et se déplacent au gré des vents et courants. Les systèmes atmosphériques venant de l'ouest poussent les glaces sur le rivage alors que les vents de l'est les refoulent vers le large. Malgré le mouvement de ces glaces, peu de sédiment transitent avec elles.

Simultanément à la fonte *in situ* du pied de glace (Figure 16), les sédiments de l'estran dégèlent de façon différentielle. Des mesures effectuées le 9 et le 18 juin 1993, révèlent une profondeur moyenne du dégel de 51 cm et de plus de 74 cm respectivement (Figure 17). Notons toutefois que le dégel était encore plus profond dans la zone du chenal et le bas estran.

5.0 LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE

5.1 Objectifs et méthodologie

L'objectif de ce volet de l'étude était de déterminer le bilan de la sédimentation et de l'érosion dans la baie de Kuugaapik et ce, pendant la période d'eau libre. Les profils levés en août 1992 ont donc été remesurés en juin 1993 et comparés. Afin de déterminer avec précision les taux de sédimentation et d'érosion dans les zones définies précédemment, des repères ont été installés le long du profil 2 et mesurés tous les deux jours pendant deux semaines en juin 1993. Les repères consistaient en deux tiges de métal enfoncées profondément dans le silt à 1 m l'une de l'autre et dépassant de 50 cm. Lors des mesures, une barre de fer graduée était posée à l'horizontale sur les deux tiges et la hauteur entre la barre et la surface de l'estran était mesurée tous les 10 cm. Des observations complémentaires ont été effectuées en août 1993 le long de ce même profil.

Pendant le mois de juin 1993 les processus liés au déglacement et au dégel ont également été étudiés. Il s'agissait d'observer l'effet des glaces flottantes sur la stabilité des estrans ainsi que d'observer les effets du dégel des sédiments intertidaux et supratidaux.



Figure 16: Reste de pied de glace fondant sur place, baie de Kuugaapik, juin 1993.

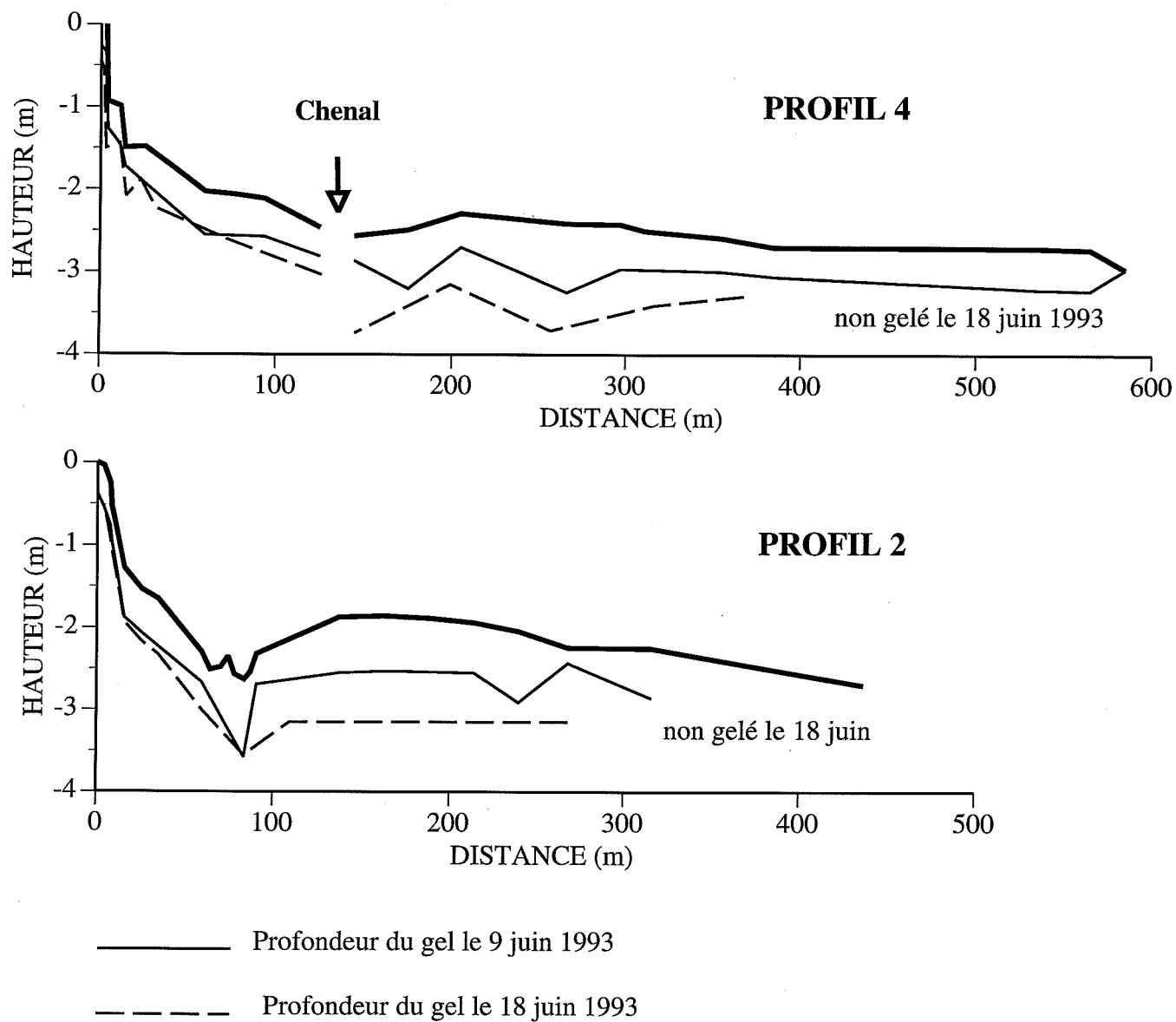


Figure 17: Profondeur du gel en juin 1993 dans la baie de Kuugaapik.

5.2 Résultats

La comparaison des profils topographiques levés en août 1992 et en juin de l'année suivante révèle très peu de changements à la surface de la zone intertidale. Le long du profil 2 en particulier (Figure 18), les changements ne sont pas significatifs compte tenu de la précision des mesures au théodolite (de l'ordre de 3 à 5 cm). On note cependant une érosion au niveau du chenal et une accumulation de part et d'autre, le bilan entre l'érosion et l'accumulation étant pratiquement nul. Entre ces deux périodes on peut donc conclure à une grande stabilité de l'estran et ce, malgré les tempêtes qui surviennent habituellement en automne et les potentielles actions glacielles. L'analyse de la vitesse et de la direction des vents enregistrés entre août 1992 et juillet 1993 à la station météorologique du CEN, située à 15 kilomètres au nord-est de la baie de Kuugaapik (Figure 1), a révélé que pendant la période d'eau libre, les vents dominants provenaient du sud-ouest et du nord-est (Figure 19). Les vents dominants sont donc orientés dans l'axe du détroit. Les vents supérieurs à 20 km/h, pouvant engendrer des vagues de plus de 50 cm de hauteur, ont soufflé 23% du temps et ils provenaient de l'ouest et du nord-est.

Très peu de marques d'érosion glacielle ont été observées sur les estrans de la partie centrale du détroit, aussi bien en août 1992 qu'en juin 1993, juste après le déglacement. Des radeaux de glace sont restés présents dans le détroit pendant tout le mois de juin 1993 mais les glaces se déplaçaient du nord au sud, en suivant l'axe du détroit. Les courants de surface, tout comme les courants à 1 m du fond, sont orientés SO-NE (Hydro-Québec, 1993). Les glaces suivent donc l'axe des vents et des courants dominants. À marée basse des radeaux de glace étaient échoués sur la partie inférieure de l'estran mais sans pour autant laisser de nombreuses marques d'érosion. Du fait de leur position d'abri entre des avancées rocheuses, les estrans du détroit semblent donc échapper en partie aux actions glacielles qui sont habituellement une des principales caractéristiques des estrans vaseux des régions froides (Dionne, 1985, 1988).

La mesure des piquets repères installés le long du profil 2 (Figure 20) n'a révélé aucun changement significatif en deux semaines (Figure 21), à l'exception de la zone des basses mers.

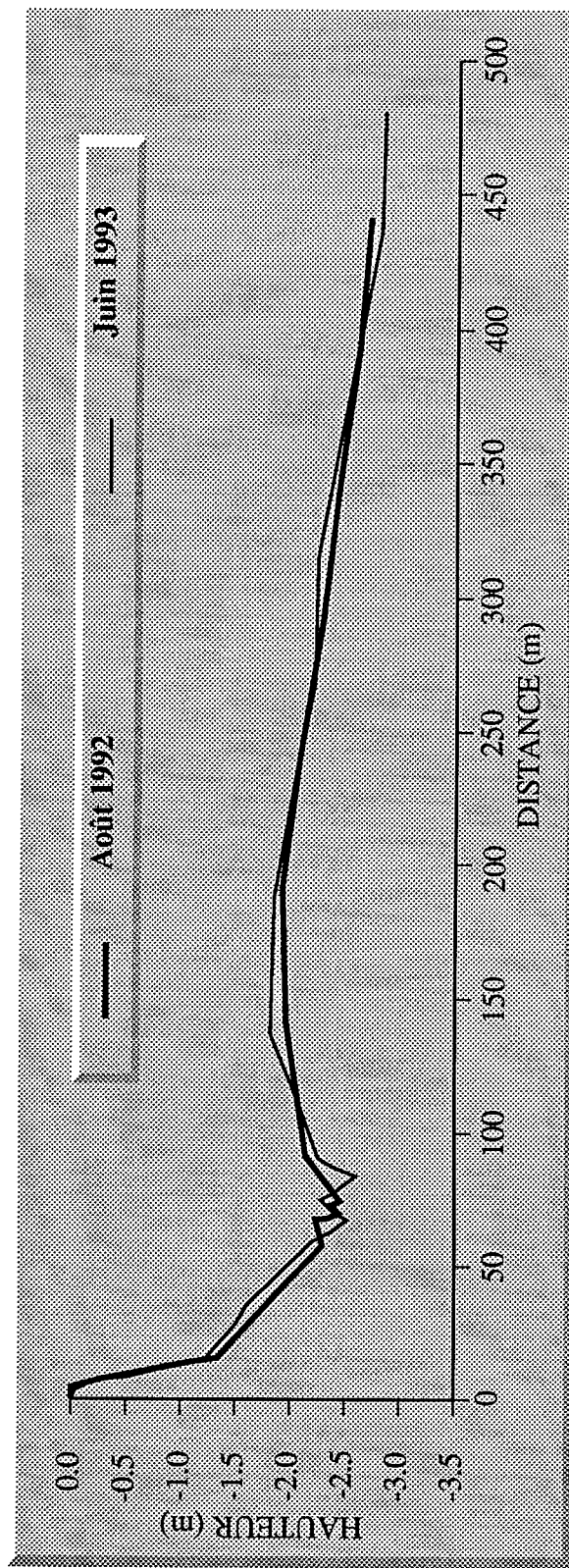


Figure 18: Évolution du profil 2 de 1992 à 1993.

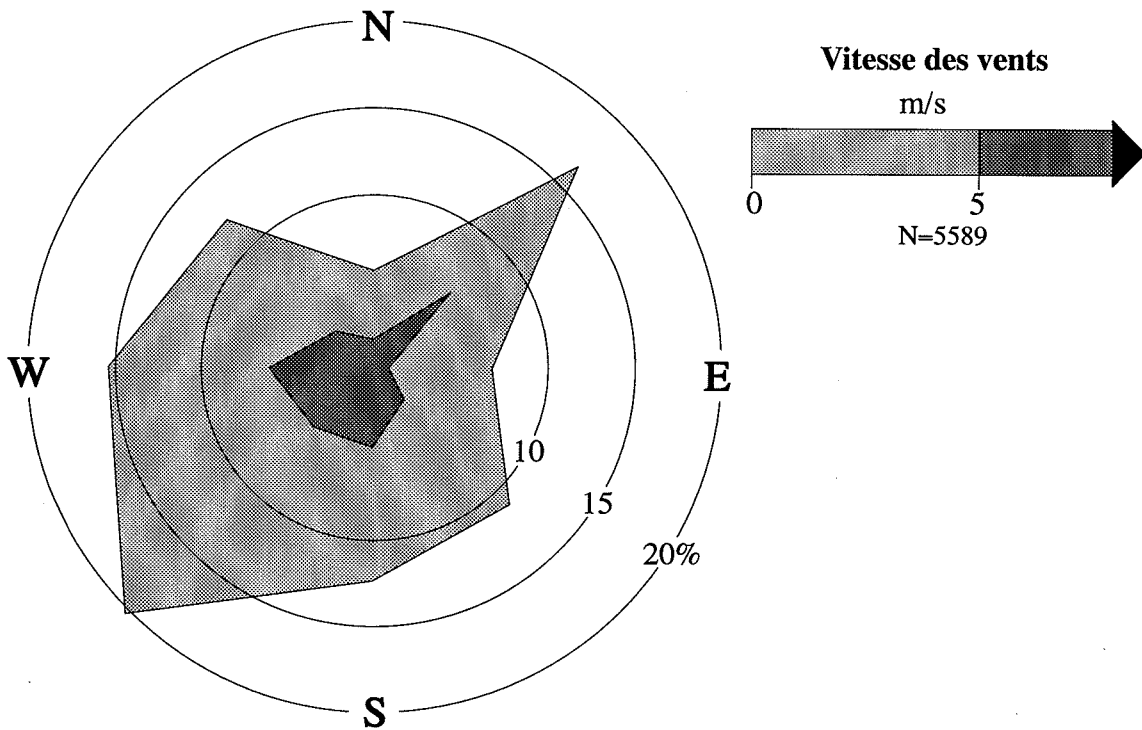


Figure 19: Fréquence des vents par direction à la station météo des Manitounuk (CEN) durant les périodes d'eau libre de juin 1992 à juillet 1993

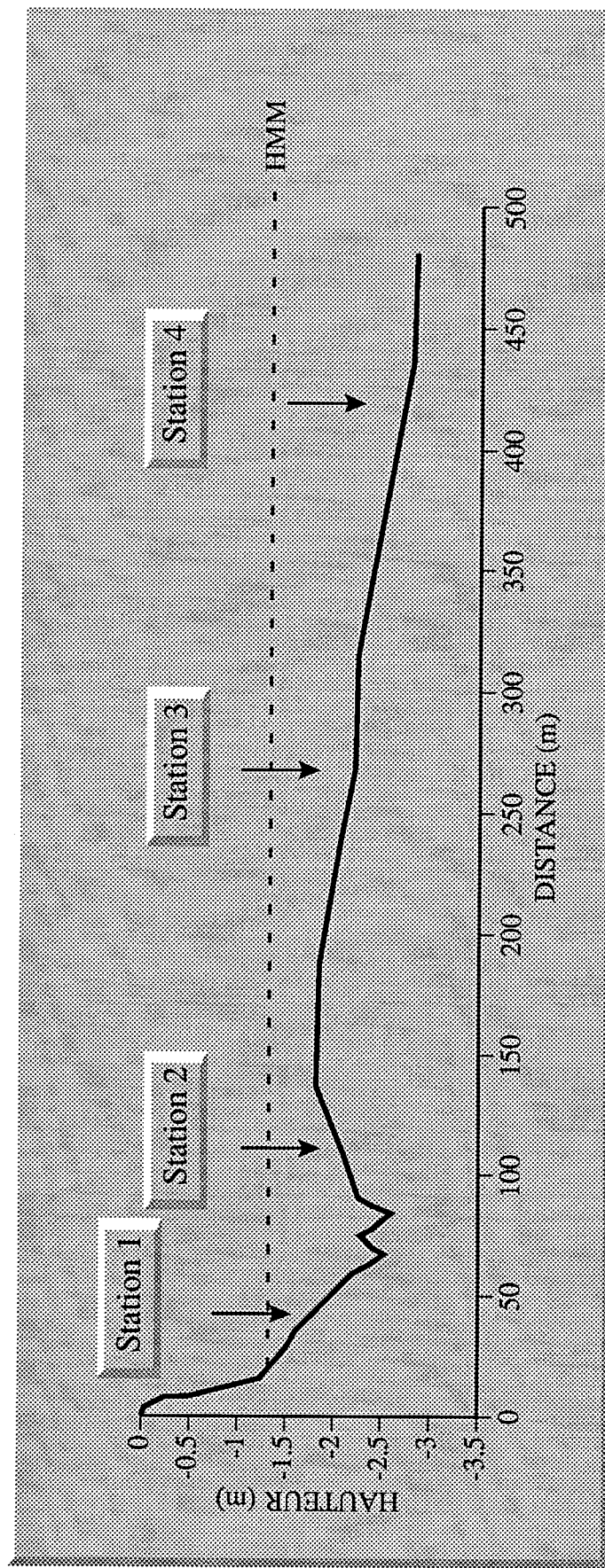


Figure 20: Localisation des stations de mesure d'érosion et d'accumulation le long du profil 2.

Les piquets installés à ce niveau ont été pliés et déplacés par les glaces flottantes et les mesures n'ont pu être prises. La comparaison des profils levés au théodolite montre que la zone des basses mers a été légèrement érodée entre le 8 et le 18 juin (Figure 22). Cette érosion est en partie attribuable aux glaces flottantes qui remobilisent les sédiments superficiels.

Au mois d'août 1993, les empreintes de pas laissées autour des piquets situés en haut d'estran étaient toujours visibles et de plus n'étaient pas comblées par des sédiments fins (Figure 23). Le remaniement de la partie supérieure de l'estran par les vagues et les courants semble donc très limité, tout comme la sédimentation.

On pourrait donc conclure à une grande stabilité des estrans de la partie centrale du détroit de Manitousuk si ce n'était les phénomènes d'érosion affectant la limite supérieure de l'estran (Figure 24). Dans les secteurs où l'estran est délimité par une micro-falaise constituée de sédiments fins, on a noté un recul de la ligne de rivage de près d'un mètre en l'espace de deux semaines en juin 1993. Cette érosion est uniquement d'origine thermique puisque pendant la même période, les vagues n'ont pas atteint la base de la micro-falaise. L'analyse des températures moyennes journalières (Figure 25) montre une nette relation entre le recul de la micro-falaise et des températures supérieures à la moyenne survenues en l'espace d'une semaine. Les sédiments gélés de la micro-falaise ont fondu très rapidement et ont été liquifiés. La falaise s'est effondrée, des pans se détachant en suivant le réseau des fentes de gel de l'hiver précédent.

Une telle évolution caractérise des secteurs côtiers où les sédiments de la basse terrasse sont des sédiments fins affectés par le gel saisonnier. Cependant, même lorsque la micro-falaise est entaillée dans des dépôts sableux, l'érosion peut également être d'origine thermique lorsque des couches de sédiments fins sont intercalées avec des sables, comme on a pu le constater en juin 1993 dans une baie située face à l'Île Castle.

Les sédiments fins de la basse terrasse sont gorgés d'eau et de la glace de ségrégation se forme lors de l'engel. Lors du dégel, la fonte est accélérée lorsque surviennent des températures supérieures à la moyenne, comme cela s'est produit pendant le mois de juin 1993. En l'espace de

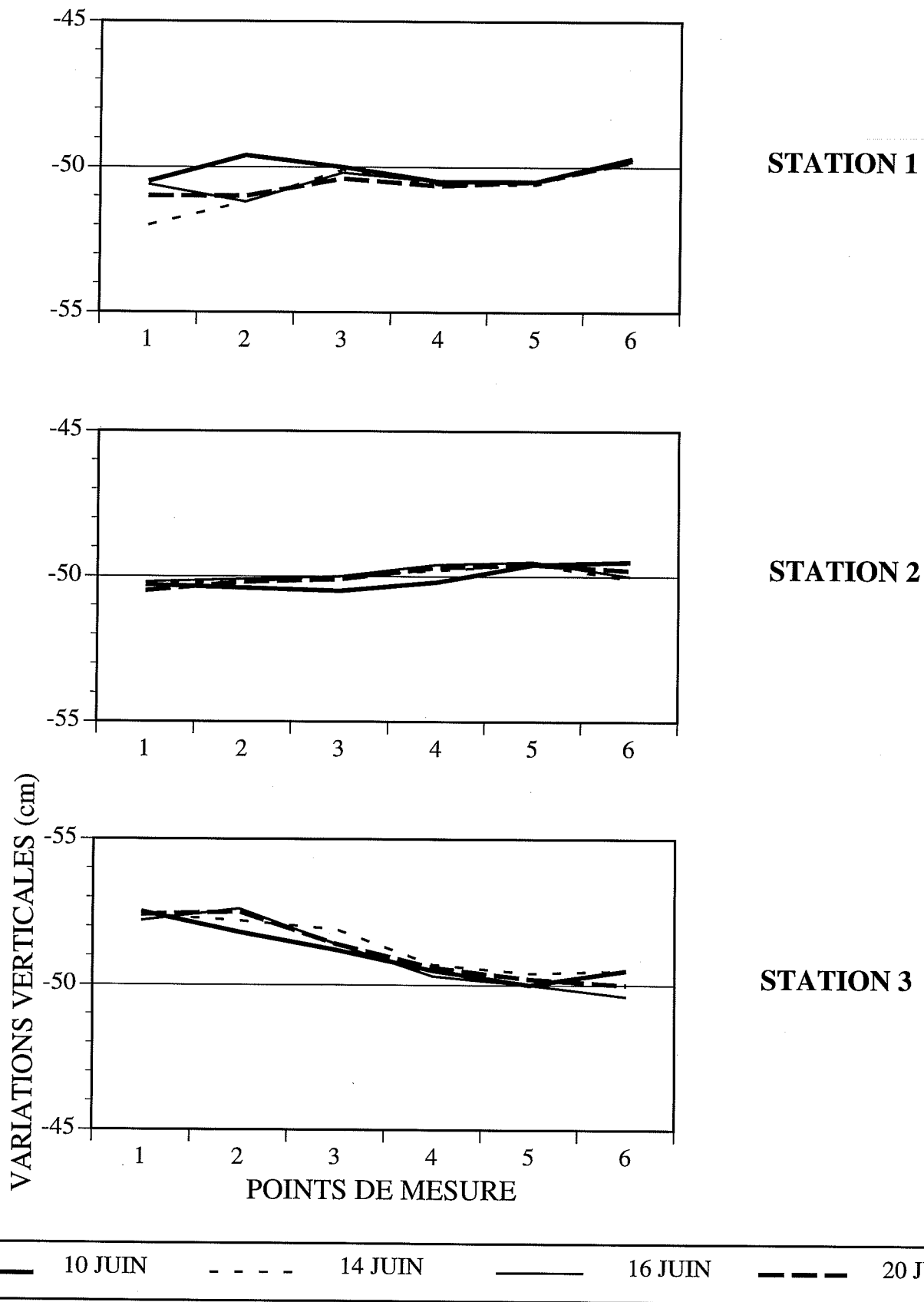


Figure 21: Mesures d'érosion et d'accumulation le long du profil 2

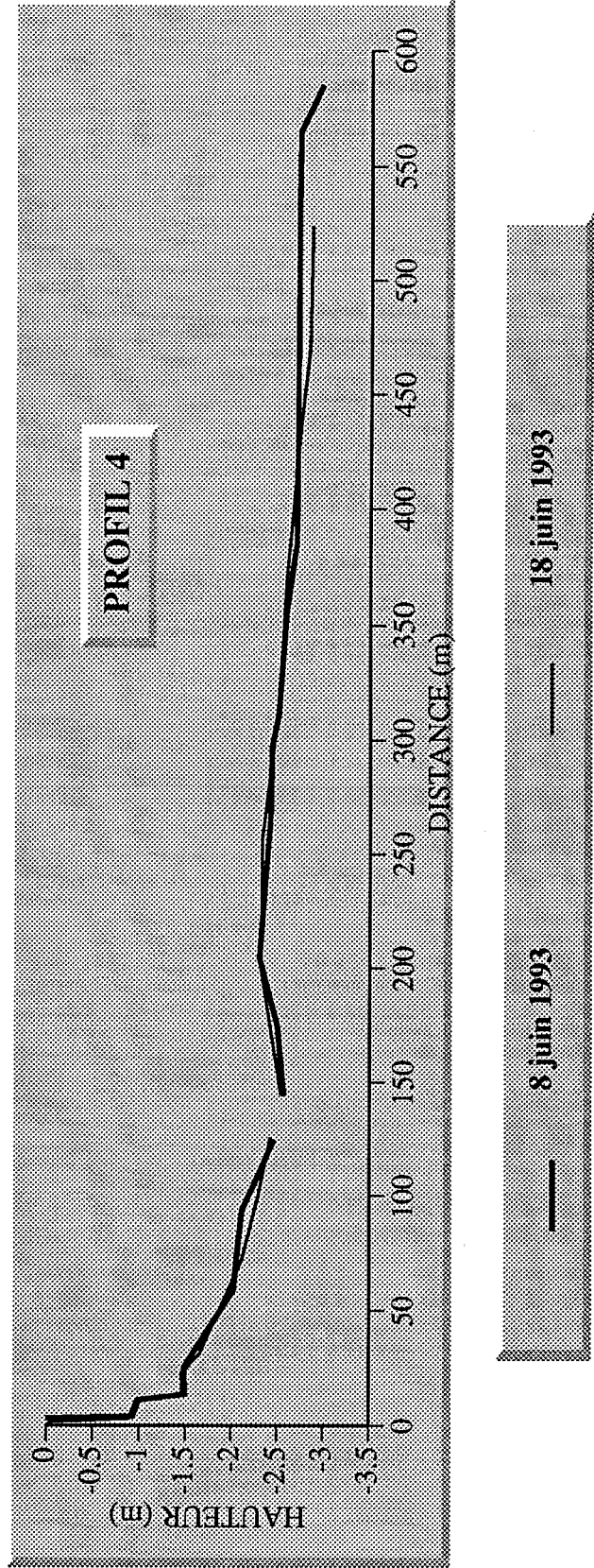
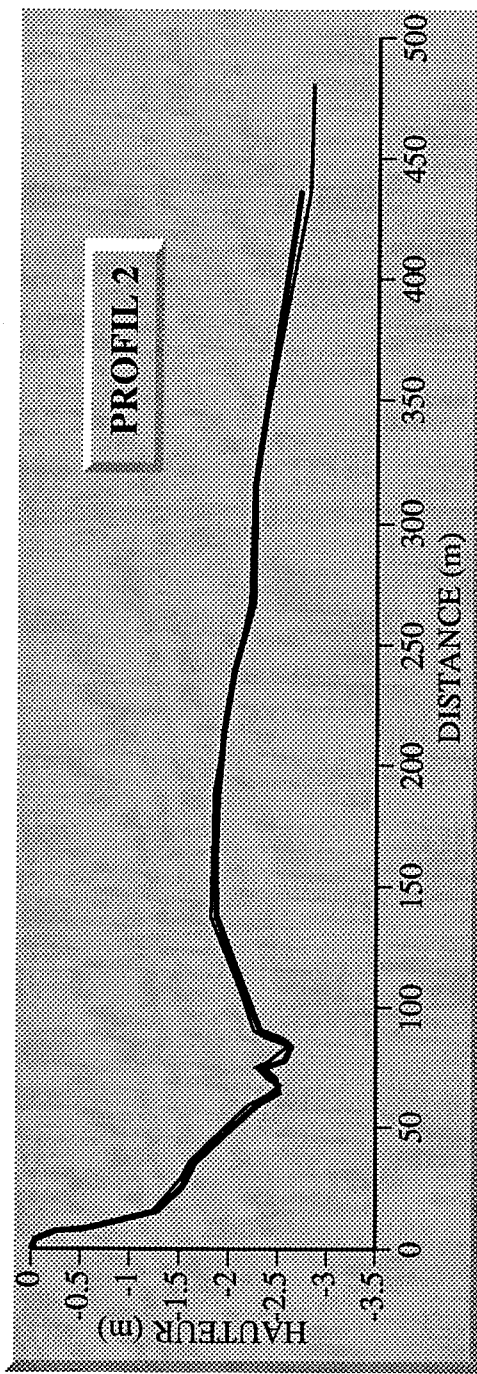


Figure 22: Évolution des profils 2 et 4 pendant le mois de juin 1993.



Figure 23: Photographie prise en août 1993 montrant les empreintes de pas laissées en juin 1993. Station 1, profil 2.



Figure 24: Photographie de la micro-falaise en voie d'érosion au niveau du profil 4.

quelques jours les sédiments ont été liquéfiés et on a assisté à des éboulements et à de la gélifluxion en masse. Ce phénomène est très restreint dans le temps puisque, au cours de l'été, les températures positives permettent une évaporation et l'assèchement des sédiments qui durcissent et résistent à l'érosion par les vagues à marée haute.

Les sédiments érodés restent en partie au pied de la micro-falaise et forment une plateforme au niveau des plus hautes mers. Une partie des sédiments fins est emportée en suspension par les eaux de fonte jusqu'au chenal de marée et par les vagues. Les sédiments sont ainsi évacués vers la zone infratidale où ils se décantent. Un prélèvement d'eau effectué le 11 juin dans le chenal le long du profil 2 indique une concentration de sédiments en suspension de 147.6 mg/l, ce qui est considérable comparé aux valeurs obtenues à l'embouchure de la Grande rivière de la baleine durant la même période (de 10 à 5 mg/l). À marée haute les sédiments sont également facilement remis en suspension (concentration de sédiments en suspension de 70,48 mg/l mesurée le 19 juin) et transportés lors du jusant. Pendant tout le mois de juin, les survols du détroit en hélicoptère ont permis de constater une forte concentration de sédiments en suspension à la limite des plus basses mers et dans la zone infratidale peu profonde (Figure 26). Le mois de juin est donc une période cruciale pour la dynamique sédimentaire.

6.0 LA BIOLOGIE BENTHIQUE

6.1 Objectifs et méthodologie

Une étude de la macro-faune benthique a été menée parallèlement à l'étude sédimentologique afin de mieux comprendre les interactions existant entre le milieu physique et le milieu biologique. L'échantillonnage pour la macro-faune a été effectué le long de quatre profils (profils 2,3,4,5), en parallèle avec l'échantillonnage des sédiments. Pour chaque station les invertébrés ont été échantillonnés en utilisant 5 carottes de 12 cm de diamètre et de 20 cm de long. Au total, 240 échantillons ont été analysés. Les sédiments ont été tamisés et les invertébrés ont été conservés dans de l'éthanol pour être ensuite congelés. Aux mêmes sites des échantillons de

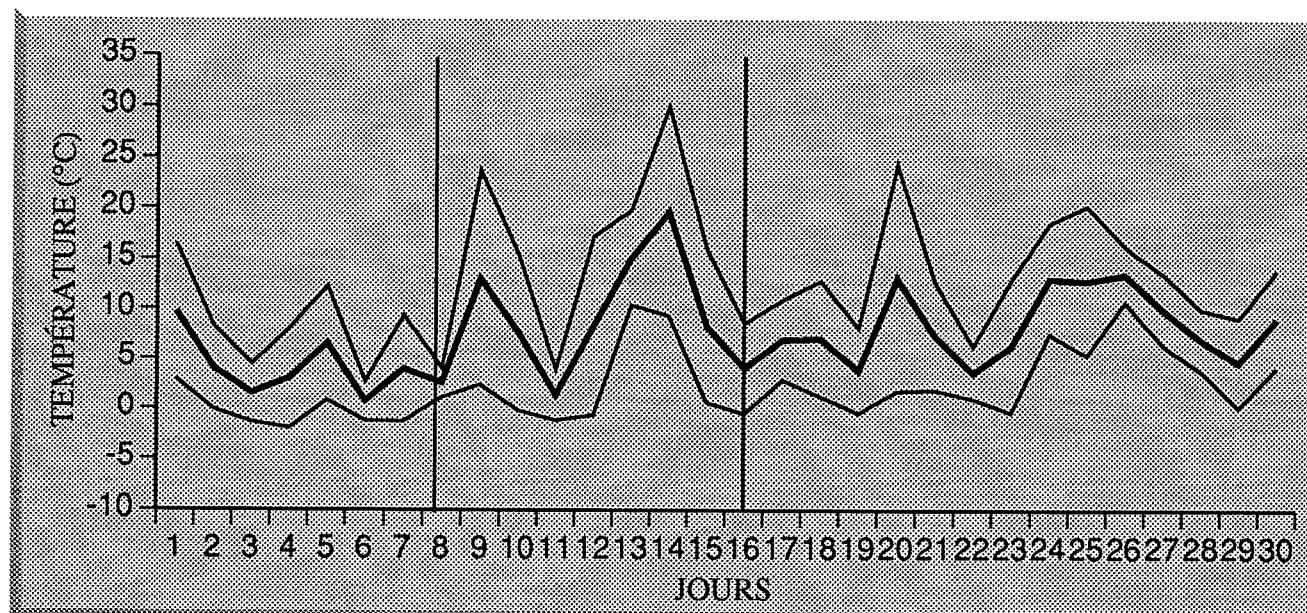


Figure 25: Température moyenne, maximale et minimale enregistrée pendant le mois de juin 1993 au détroit de Manitounuk.



Figure 26: Photographie montrant les panaches d'eau turbide en avant de la zone intertidale dans la partie centrale du détroit de Manitousuk.

sédiments ont été prélevés afin de mesurer la teneur en matière organique et en chlorophylle-a. Cette étude de la zone intertidale a été complétée par une étude de la zone infratidale peu profonde. À l'embouchure de la rivière Domanchin et en avant de la baie de Kuugaapik 85 échantillons ont été prélevés .

Des échantillons ont été récoltés le long du profil 7 en août 1992 (Figure 27) afin d'étudier la production primaire dans la zone intertidale. Au niveau de chaque station, 5 carottes de 60 cm³ ont été prélevées pour des analyses de chlorophylle-a et de phaeopigments (pigments bruns résultant de la dégradation de la chlorophylle-a). Chaque carotte a été sous-échantillonnée tous les mm pour les premiers 1,5 cm, tous les 5 mm jusqu'à 3 cm et tous les centimètres jusqu'à 8 cm. Chaque lamelle de 1 mm a été placée dans un tube de centrifugeuse contenant 10 ml d'une solution à 90 % d'acétone. Les tubes ont été gardés au frais (5 °C) et à l'abri de la lumière pendant 24 heures avant de procéder à l'extraction. Les mesures de fluorescence ont été effectuées en utilisant un fluorimètre de type Turner Designs Model 10™. Deux gouttes de HCl à 10 % ont été ajoutées à chaque échantillon avant d'en remesurer la fluorescence. Les valeurs de fluorescence obtenues ont ensuite été converties en concentrations (µg/l) en chlorophylle et phaeopigments selon la méthode préconisée par Parsons *et al.*, (1984). Le sédiments résiduel a été séché et pesé.

6.2 Résultats

6.2.1 La macro-faune benthique

Dans les 240 échantillons prélevés dans la zone intertidale aucun invertébré adulte et vivant n'a été trouvé. Seulement quelques juvéniles de Macoma balthica et quelques larves de Diptera sp ont été observées. Les Macoma balthica juvéniles ont été trouvées au niveau des basses mers, dans seulement 20 échantillons. Les Macoma balthica juvéniles flottent et se déplacent avec la marée; elles ne sont donc pas des indicateurs de colonisation du niveau des basses mers par

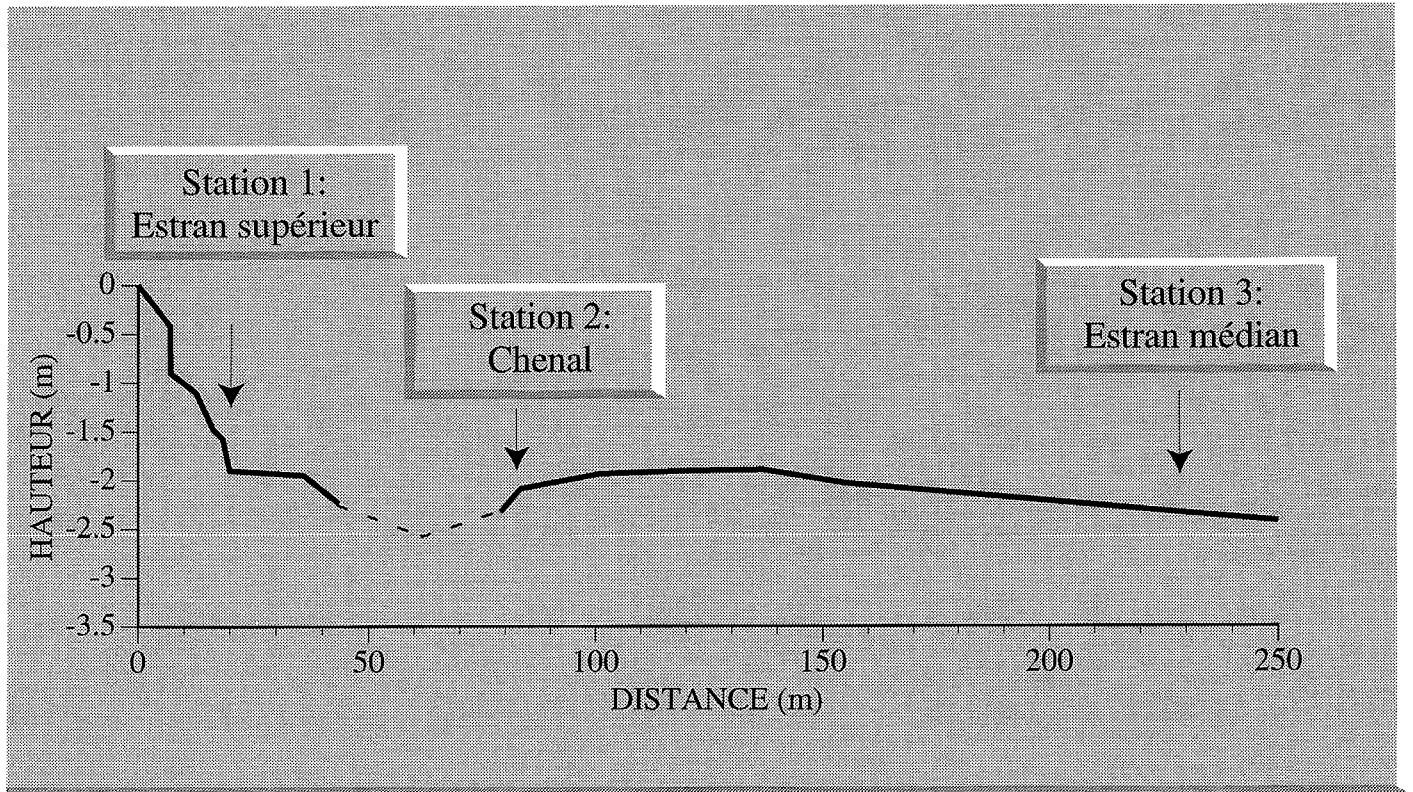


Figure 27: Localisation des stations de mesure le long du profil 7

Macoma balthica. La présence de Diptera sp suggère un environnement d'eau douce plutôt qu'un environnement marin. Aucun organisme n'a été trouvé sur les blocs.

Dans la zone infratidale peu profonde (< 5 m) les invertébrés marins ont été trouvés en plus grand nombre (Annexe 2). Tous les échantillons prélevés dans la zone infratidale contenaient des invertébrés. Au sud de l'embouchure de la Domanchin, des Macoma balthica juvéniles ont été prélevées dans un herbier à Zostères. A l'embouchure de la Domanchin des moules (Mytilus edulis) et plusieurs polychaetes ont été trouvés à 1 m de profondeur dans un sédiment anoxique. Pendant l'été 1992, dans le même secteur, la densité de moules, entre 4 et 7 m de profondeur, a été estimée à 170 ind./m² (Hydro-Québec, 1993). La grande disparité entre la zone intertidale dépourvue de macro-organismes adultes et la zone plus profonde s'explique vraisemblablement par le fait que les estrans sont complètement gelés pendant l'hiver.

6.2.2 La production primaire

Les profils verticaux de concentration en chlorophylle-a et en phaeopigments montrent des différences dans les gradients de teneur en chlorophylle-a entre les échantillons de l'estran supérieur, du chenal et de l'estran médian.

Pour l'estran supérieur le profil de chlorophylle-a montre une décroissance exponentielle avec la profondeur (Figure 28). Cette décroissance exponentielle de la chlorophylle dans le sédiment reflète probablement la décroissance exponentielle de la lumière dont dépend la chlorophylle. Entre 10 et 15 mm de profondeur la concentration en chlorophylle-a diminue alors que la concentration en phaeopigments (qui sont les produits de la dégradation de la chlorophylle) augmente. Le rapport chlorophylle-a/phaeopigments (Figure 28) indique que la production primaire est élevée dans les premiers 15 mm. Un gradient net de chlorophylle est indicateur de milieu stable où la chlorophylle demeure concentrée dans la couche superficielle de sédiments, là où la pénétration de la lumière est la plus forte.

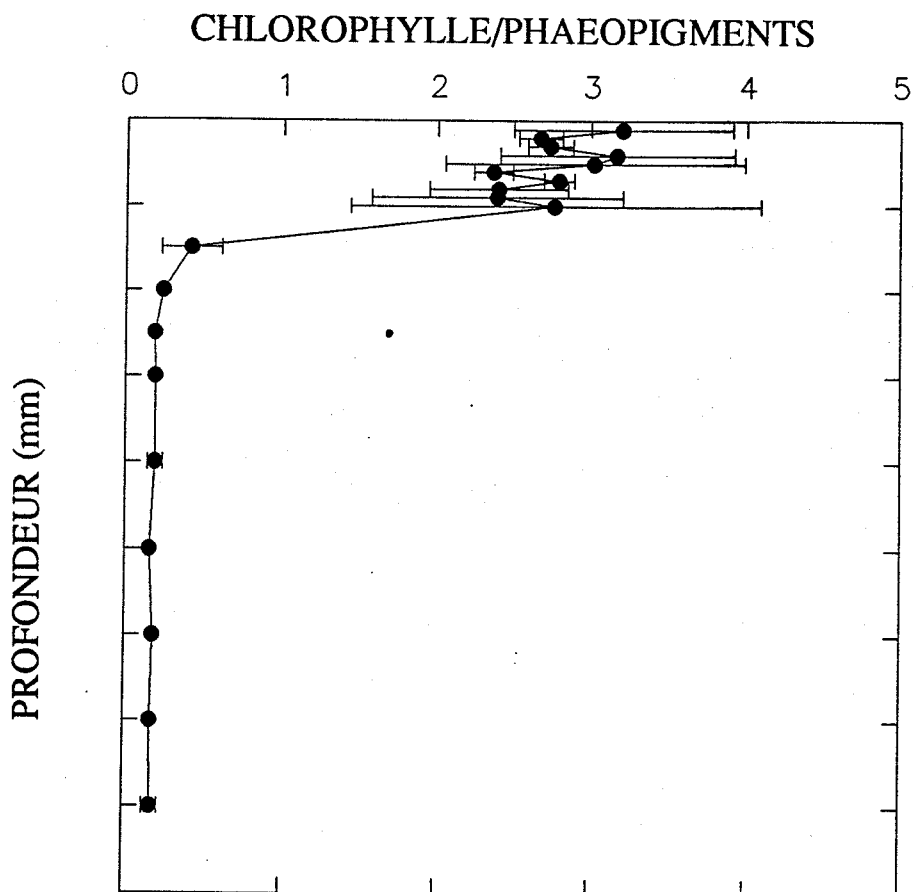
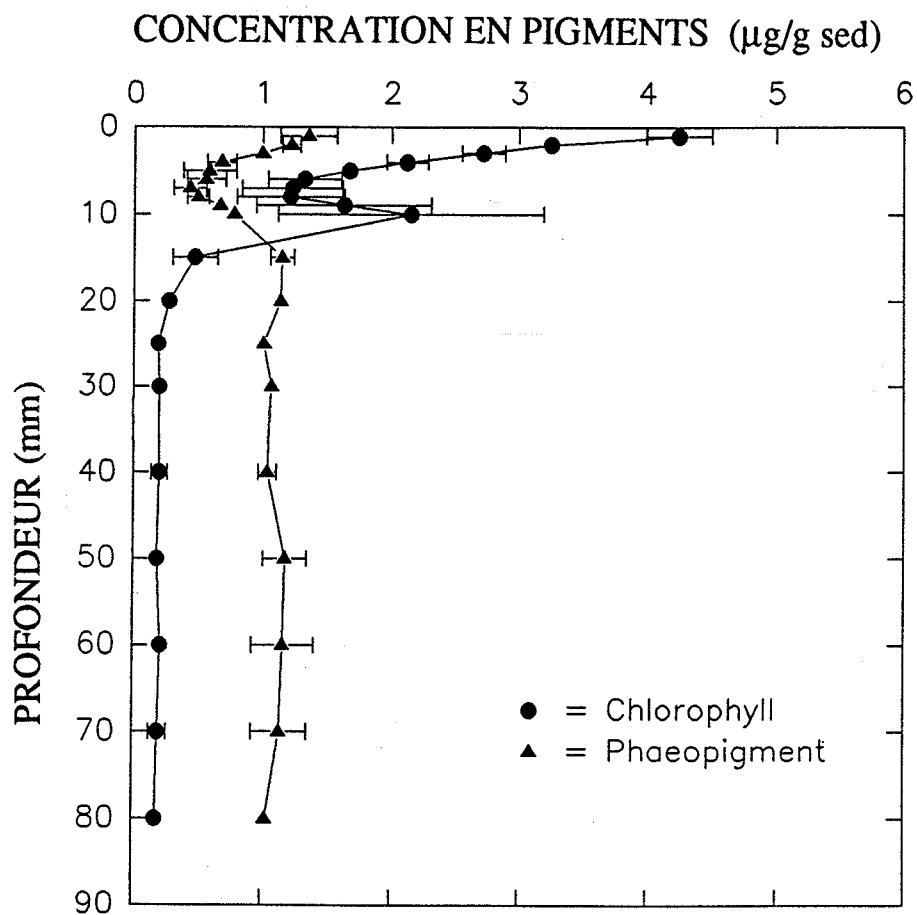


Figure 28: Concentration en chlorophylle et en phaeopigments en haut d'estran.

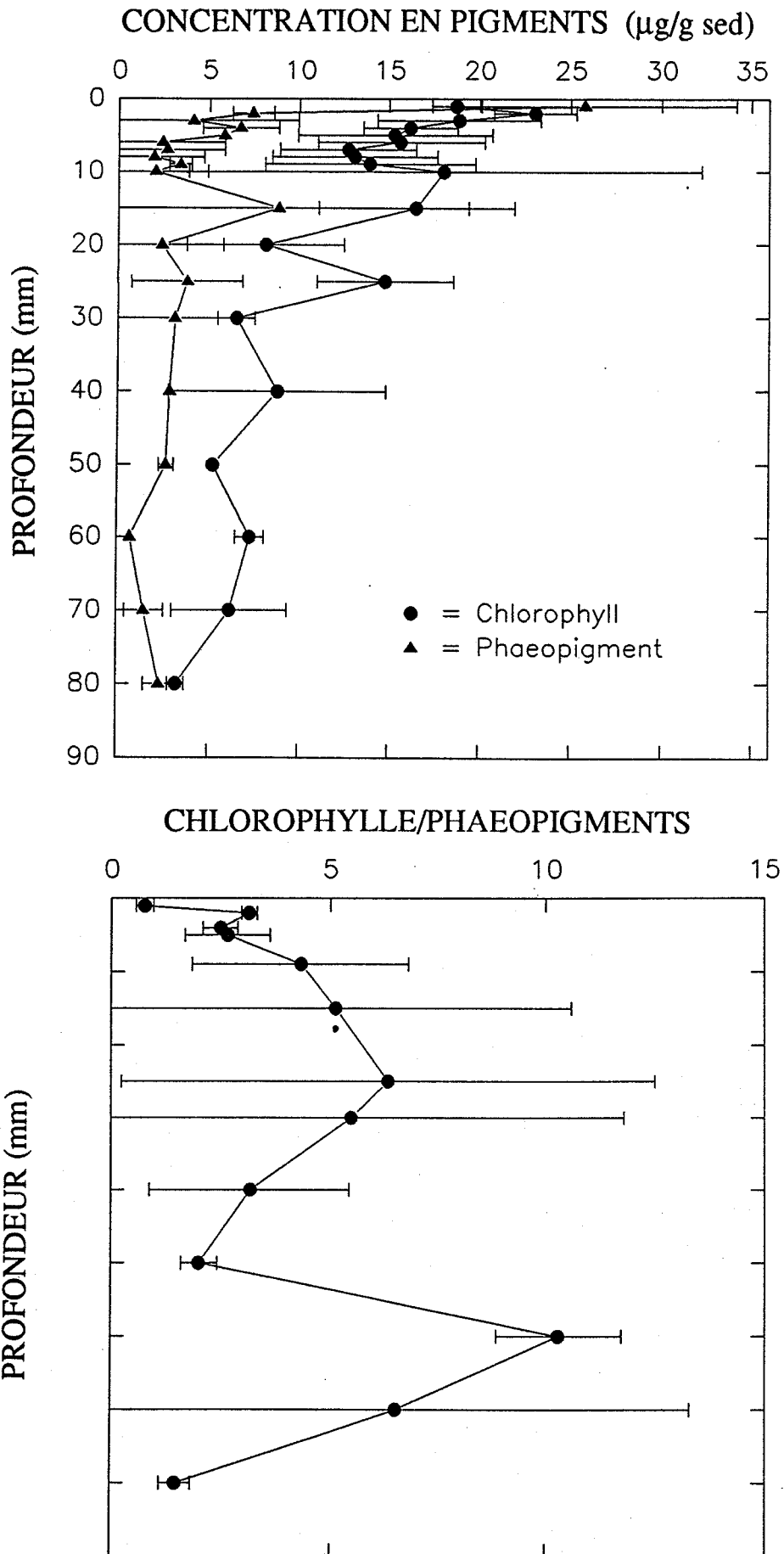


Figure 29: Concentration en chlorophylle et en phaeopigments en bordure du chenal.

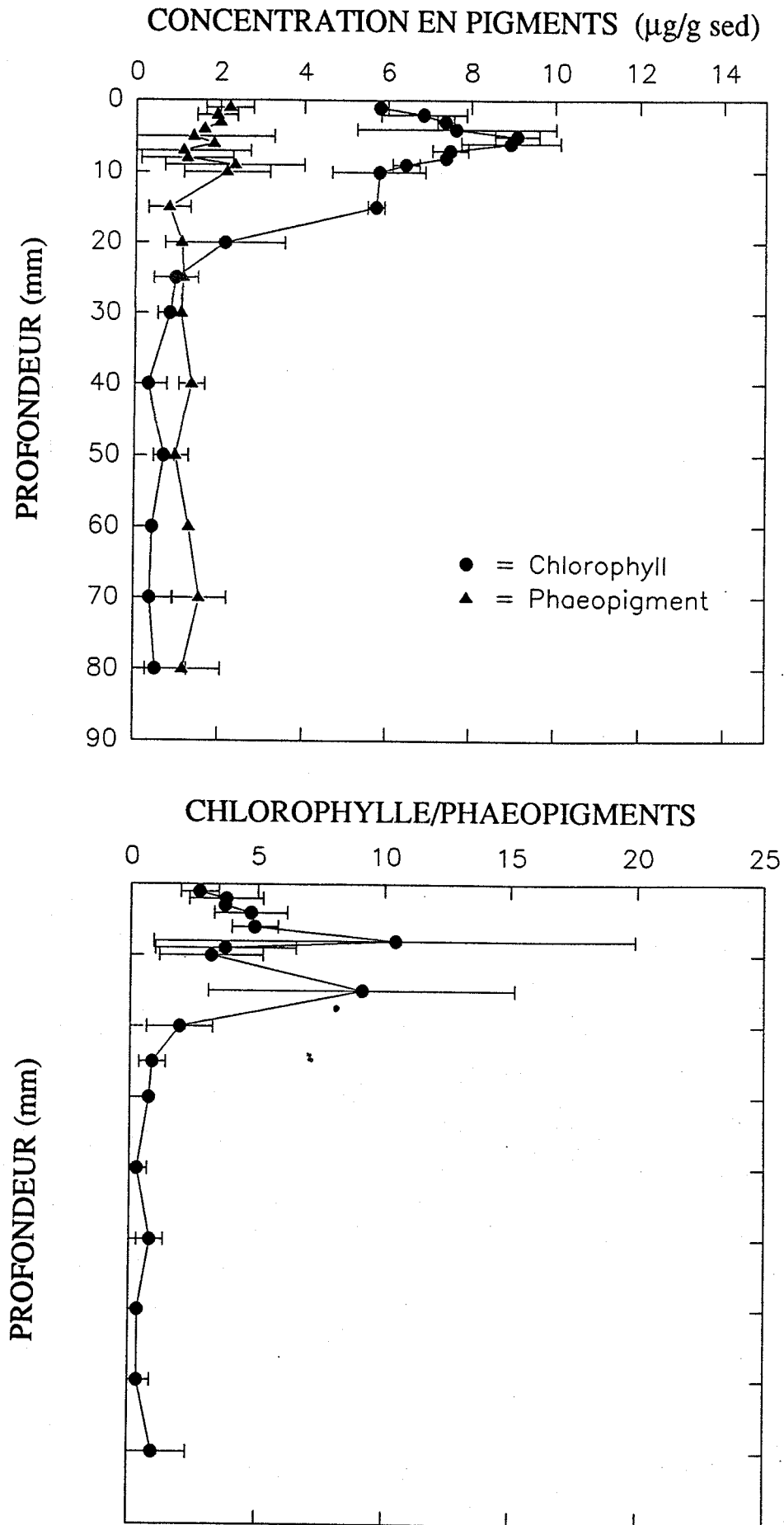


Figure 30: Concentration en chlorophylle et en phaeopigments sur la partie médiane de l'estran.

Au niveau de la rive externe du chenal, les concentrations en chlorophylle-a sont plus fortes (Figure 29). La concentration décroît avec la profondeur, mais cette décroissance n'est pas exponentielle comme c'est le cas au niveau de l'estran supérieur. La forte concentration en chlorophylle-a observée à 25 mm de profondeur indique un milieu récemment remanié. À ce niveau, la production de chlorophylle devrait normalement être limitée par le manque de lumière. Le rapport chlorophylle/phaeopigments reste élevé à des profondeurs plus grandes. La distribution inégale de sédiments grossiers et de graviers observés dans la carotte pourrait expliquer les variations dans le profil de chlorophylle-a puisque les concentrations en chlorophylle-a sont calculées par gramme de sédiments. Les variations entre les répliques, indiquées par les grandes barres d'erreur, reflètent une distribution inégale de la chlorophylle sur une échelle horizontale.

Au niveau de l'estran médian, la concentration maximum en chlorophylle-a est le double de celle obtenue pour l'estran supérieur et est un tiers supérieure à celle obtenue pour le chenal. A ce niveau de l'estran, un maximum dans la concentration en chlorophylle-a est évident juste sous la surface, sous 5 à 6 mm de sédiments (Figure 30). La valeur la plus élevée pour le rapport chlorophylle/phaeopigment est également obtenue à ce niveau.

7.0 L'ÉVOLUTION DU LITTORAL

La comparaison des photographies aériennes de 1979 (échelle 1:15 000) et de 1990 (échelle 1:10 000) révèle un recul moyen du trait de côte de près d'un mètre par an pour certains secteurs de la baie de Kuugaapik, alors que dans d'autres secteurs la ligne de rivage est restée stable. Ce type d'évolution est caractéristique des estrans de la partie centrale du détroit. Des secteurs côtiers stables ou en voie de progression vers le large alternent avec des secteurs en voie d'érosion. Une telle évolution avait également été constatée par Moffet (1987) et Bérubé (1991) dans la partie interne du détroit. Dans une baie très abritée, Moffet avait estimé un recul de 25 m entre 1952 et 1974, principalement aux débouchés de petits ruisseaux, alors que dans d'autres secteurs de la

baie le trait de côte avait progressé vers le large de 15 à 30 m pendant la même période. Parallèlement à ce recul irrégulier de la côte, Moffet constatait une diminution des surfaces pergélisolées de l'ordre de 52 %.

Des hauts niveaux d'eau ont été invoqués pour expliquer le recul de certains secteurs côtiers (Moffet, 1987; Bérubé, 1991; Bégin *et al.*, 1993). Mais les secteurs côtiers érodés ne sont pas tous exposés aux vagues et le recul n'est pas linéaire. D'autres processus doivent donc être invoqués pour expliquer cette évolution.

Dans la partie centrale du détroit de Manitousuk, l'érosion affecte au moins 4 km de côte. L'érosion moyenne annuelle, basée sur la comparaison des photos aériennes de 1979 et de 1990 est de 0,6 m/a. La hauteur moyenne de la falaise est de 1 m, mais peut atteindre 4 m dans certains secteurs. Les sédiments érodés sont constitués en moyenne de 60 % de sédiments fins. Le volume potentiel maximal de sédiments livrés à la zone intertidale par le biais de cette érosion est donc estimé à 1440 m³/an; le volume minimal est estimé à 720 m³/an. Une partie de ces sédiments reste sur place, notamment les sables qui forment les plages sableuses et qui transitent le long du rivage par le biais de la dérive littorale. Les sédiments fins sont évacués par le chenal parallèle au rivage et vont décanter dans la zone infratidale qui est une zone de dépôt des sédiments fins (Amos *et al.*, 1993; Zevenhuizen, 1993). Les sédiments échappent ainsi au système littoral et en haut d'estran le bilan sédimentaire est déficitaire. Ce déficit sédimentaire peut aussi expliquer l'érosion du littoral. Cette érosion est accentuée par les vagues, qui lors des tempêtes érodent les sédiments accumulés à la base de la micro-falaise. Le recul du rivage est donc un phénomène complexe lié à plusieurs processus. Le processus initial est le gel-dégel saisonnier des sédiments fins de la basse terrasse auquel viennent se greffer les processus littoraux, qui sont des processus azonaux.

8.0 CONCLUSION

Les estrans de la partie centrale du détroit de Manitounuk sont caractérisés par une zonation morpho-sédimentologique. Quatre zones, possédant chacune des caractéristiques morphologiques et sédimentologiques particulières, ont été définies. Dans ce milieu subarctique, l'interaction entre les processus glaciels, le gel-dégel des sédiments et les processus littoraux azonaux (vagues et courants) confère aux estrans une morphologie et une dynamique sédimentaire tout à fait inhabituelle. Les nombreux blocs glaciels qui jonchent l'estran médian, la présence de mares, reliées entre elles par un chenal parallèle au rivage, une micro-falaise en voie d'érosion et une macro-faune benthique quasiment absente en sont les principales caractéristiques.

Dans la baie de Kuugaapik on a observé une grande stabilité de la zone intertidale, du moins entre le mois d'août 1992 et le mois de juin 1993. Les estrans de la partie centrale du détroit de Manitounuk seraient donc des zones à très faible taux de sédimentation où la stabilité relative serait fonction d'un faible apport de sédiments par les rivières, d'une bonne protection du rivage par les îles Manitounuk et d'un relèvement isostatique non négligeable.

Cependant, dans des secteurs côtiers où prédominent des sédiments fins formant une basse terrasse, on constate une érosion de la ligne de rivage. Cette érosion est un facteur très important à prendre en compte pour tout projet d'aménagement. Le recul du rivage ne serait pas lié à des fluctuations eustatiques du niveau marin, mais plutôt à une érosion d'origine thermique. La fonte de la couche de gel saisonnier contenue dans les sédiments de la basse terrasse entraîne une sursaturation des sédiments et contribue au recul du trait de côte en provoquant l'effondrement de la micro-falaise le long des fentes de gel. Les sédiments sont ensuite déblayés par les vagues à marée haute et sont mobilisés vers la zone infratidale où la sédimentation de matériaux fins est très active. Les sédiments fins retrouvés en eau profonde, au fond du détroit de Manitounuk (Zevenhuizen, 1993), ne proviennent donc pas des petites rivières débouchant dans le détroit mais bien de l'érosion de la micro-falaise.

Peu de sédiments sont emportés vers le large par le transport glacial, mais la combinaison de processus spécifiques, comme le gel-dégel des sédiments intertidaux et de processus azonaux comme les vagues et les courants, contribuent au façonnement de formes d'érosion le long d'une côte en émergence. Le gel des sédiments explique également l'absence de mollusques vivants sur l'estran. La dynamique sédimentaire et l'évolution des estrans de la partie centrale du détroit de Manitousuk résultent donc de processus complexes dont l'influence respective sur le mode d'évolution de ces environnements côtiers reste encore à préciser et à quantifier.

REMERCIEMENTS

Les travaux de terrain en 1992 ont été réalisés à partir du CSS Hudson, lors d'une mission dirigée par le Dr. Carl Amos du Centre géoscientifique de l'Atlantique, et nous remercions vivement tout le personnel navigant pour son aide à bord et sur le terrain. En avril et en juin 1993, notre équipe a bénéficié du soutien logistique de la station du Centre d'études nordiques, à Kuujuaapik. Nous remercions le Dr. Janusz Frydecki pour son aide technique, Monsieur Éric Ménard et le Dr. Mikhael Grigoriev, chercheur au Yakutsk Permafrost Institute, Sibérie, pour leur aide sur le terrain ainsi que Monsieur André Larivière, gérant de la station du CEN.

L'analyse des carottes, qui a été faite au Centre géoscientifique de l'Atlantique, a été grandement facilitée du fait de la disponibilité des techniciens du laboratoire de sédimentologie. Nous remercions tout particulièrement Madame Iris Hardy pour son aide. Les analyses granulométriques et quelques figures ont été réalisées au Centre géoscientifique de Québec. Nous remercions également Monsieur Martin Poitras, professionnel de recherche au CEN, pour son aide lors de la réalisation des figures.

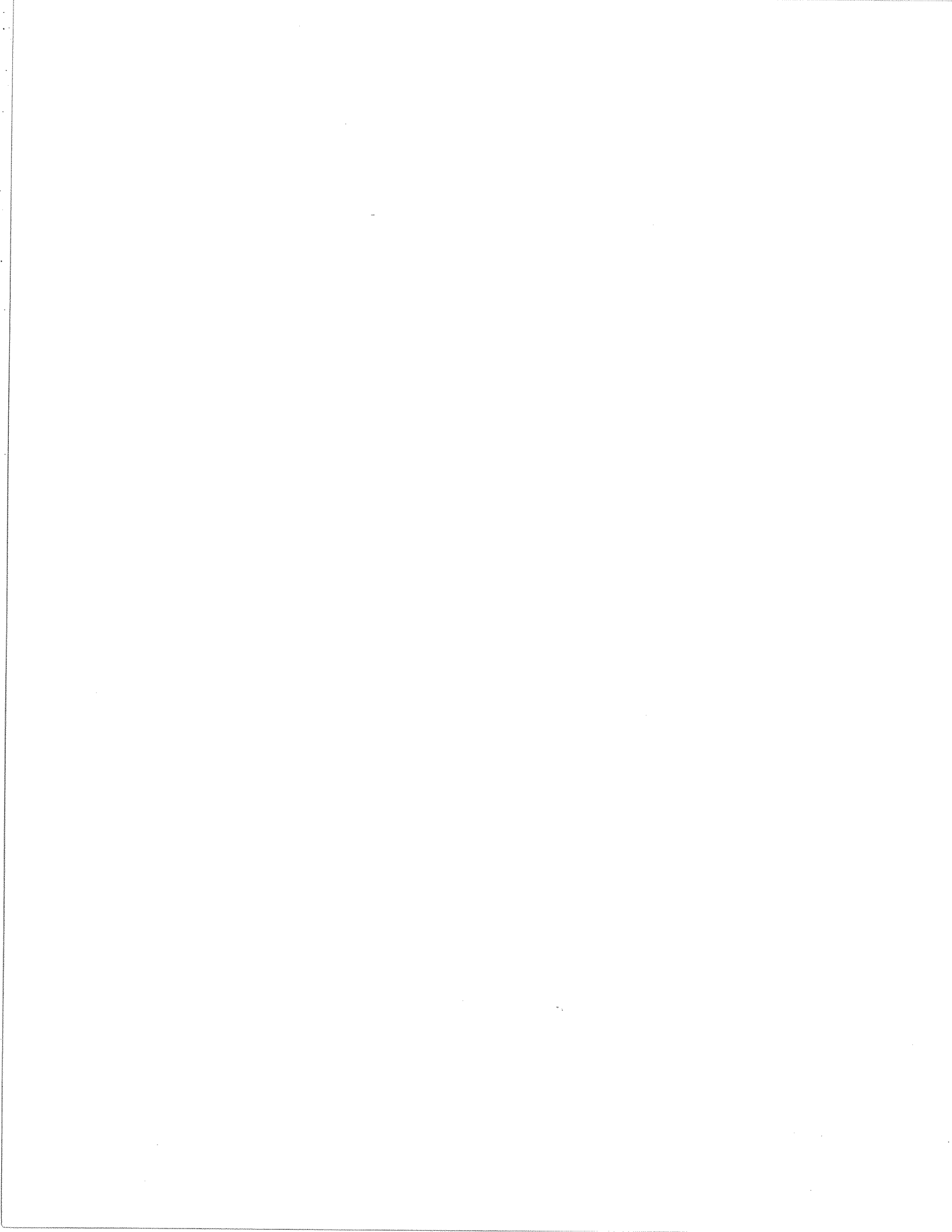
Les nombreuses discussions avec le Dr. Carl Amos ont été très profitables et nous tenons à lui exprimer toute notre reconnaissance pour son intérêt constant.

Nous remercions le Dr. Michel Parent ainsi que le Dr. Christian Bégin, du Centre géoscientifique de Québec, pour leur lecture critique et leurs remarques qui ont contribué à l'amélioration de ce manuscrit.

RÉFÉRENCES:

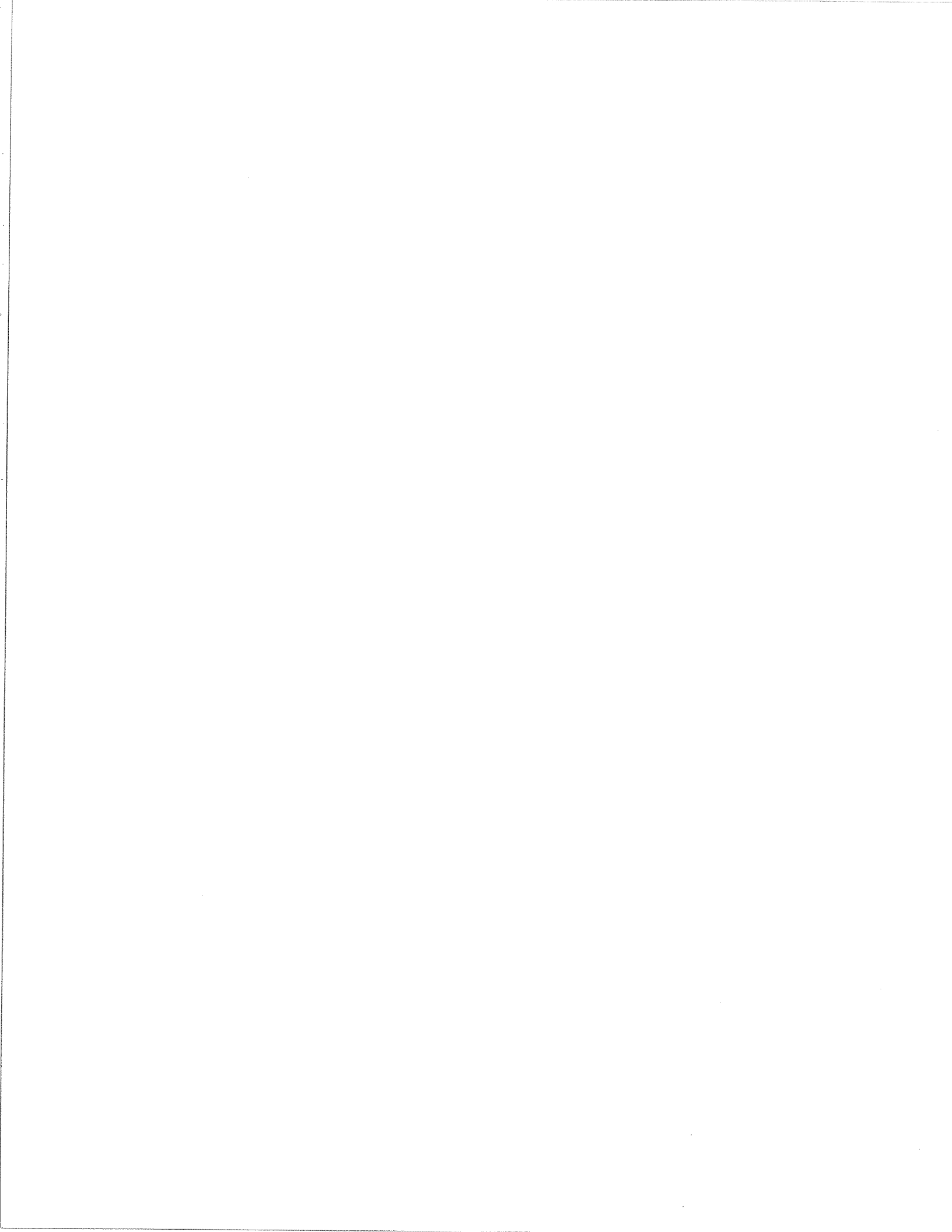
- Allard, M. Séguin, M.K. and Fortier, R. 1992a.** The thermal regime of intertidal permafrost in George River Estuary, Ungava, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 249-259.
- Allard, M., Bégin, Y. et Roche, Y. 1992b.** Évolution géomorphologique et variation du régime thermique dans un plateau de pergélisol côtier: détroit de Manitousuk, Québec nordique. *7e Congrès de l'AQQUA*, Rouyn-Noranda, 23-27 septembre 1992.
- Allard, M. et Tremblay, G. 1983.** La dynamique littorale des îles Manitousuk durant l'Holocène. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Suppl. Bd.* 47: 61-95.
- Amos, C.L. et al. 1992.** Coss Hudson and MV Septentrion cruise - Grande-Baleine region, Hudson Bay. A multi-disciplinary survey of the coastal and nearshore regions. *Geological Survey of Canada*, Open file 2603, 208 p.
- Amos, C. L., Sutherland, T. and Zevenhuizen, J. 1993.** Sea Carousel measurements of seabed stability in Manitousuk Sound, Grande Baleine, Hudson Bay. *Geological Survey of Canada*, Open file 2765, 165 p.
- Amos, C.L. 1994 (sous presse).** The dynamics of siliciclastic tidal flats.
- Bégin, Y. et Allard, M. 1982.** Le glacier de Kuujuaaraapik (Nouveau-Québec). *Nordicana*, 46: 39-100.
- Bégin, Y., Bérubé, D. and Grégoire, M. 1993.** Downward migration of coastal conifers as a response to recent land emergence in Eastern Hudson Bay, Québec. *Quaternary Research*, 40: 81-88.
- Bérubé, D. 1991.** *Dynamisme des bordures forestières du littoral du détroit de Manitousuk, Québec nordique.* Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Boggs, S. 1987.** *Principles of Sedimentology and Stratigraphy.* Merrill Publishing Company, Columbus, 784 p.
- Dionne, J-C. 1985.** Formes, figures et facies sédimentaires glaciels des estrans vaseux des régions froides. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 415-451.
- Dionne, J-C. 1988.** Characteristic features of modern tidal flats in cold regions. In: Tide-influenced sedimentary environments and facies, P.L. De Boer et al., (eds). D. Reidel Publishing Company, p. 301-332.
- Hardy, I. and Zevenhuizen, J. 1993.** Seabed surficial sediment sampling in the Grande rivière de la Baleine region, Southeastern Hudson Bay. *Geological Survey of Canada*, Open file 2729, 362 p.
- Hillaire-Marcel, C. 1976.** La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la mer d'Hudson. *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 185-220.

- Hydro-Québec. 1980.** *Rapport final des levés en continu des variations des niveaux d'eau aux 4 stations marégraphiques*. Relevés techniques, hydrométrie. Projet: Complexe grande Baleine.
- Hydro-Québec. 1993.** *Complexe Grande-Baleine*, rapport d'avant-projet. Partie 2, tome 5, vol. 2, 100 p.
- Ingram, R. G. and Larouche, P. 1987.** Variability of an under ice river plume in Hudson Bay. *Journal of Geophysical Research*, 92: 9541-9548.
- Martini, I.P. 1991.** Sedimentology of subarctic tidal flats of western James Bay and Hudson Bay, Ontario, Canada. *In: Clastic tidal Sedimentology*, D.G Smith et al., (eds). Canadian Society of Petroleum Geologists, 16: 301-312.
- Michaud, Y et Frobel, D., 1994.** Aerial video survey of the southeastern Hudson Bay coastline. *Geological Survey of Canada*, Open file, 3 videotapes (en prep.).
- Michaud, Y., Allard, M., Parent, M., Paradis, S.J., Ménard, É., Fortin, M. et Bégin, C. 1994.** Cartographie préliminaire des zones pergélisolées dans le secteur du détroit de Manitounuk et de la Petite rivière de la Baleine, Hudsonie. *Commission géologique du Canada*, Dossier public 2845, 34 p., 1 carte.
- Moffet, R. 1987.** *La dynamique littorale en milieu de pergélisol discontinu, détroit de Manitounuk, Nouveau-Québec*. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Parent, M. et Paradis, S.J. 1994.** Géologie des formations superficielles, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. *Commission géologique du Canada*, Dossier public 2643, 48 p., 2 cartes.
- Parsons, T. M., Maita, Y. and Lalli, C. M. 1984.** *A manual of chemical and biological methods for seawater analysis*. Pergamon Press, Oxford, 173 p.
- Roche, Y. 1994.** *Variations du couvert nival et dynamique du pergélisol au détroit de Manitounuk, Hudsonie*. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université Laval.
- Séguin, M. K. et Allard, M. 1984.** La répartition du pergélisol dans la région du détroit de Manitounuk, côte est de la mer d'Hudson, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21: 354-364.
- Wang, Y., Collins, M. B. and Zhu, D. 1990.** A comparative study of open coast tidal flats: The Wash (U. K.), Bohai Bay and west Huanghai Sea (China). *In: Proceedings of International Symposium on Coastal zone of China, 1988, Beijing: 120-134.*
- Zevenhuizen, J. 1993.** Surficial marine geology - Southeastern Hudson Bay. *Geological Survey of Canada*, Open File 2770, 57 p.



ANNEXE 1

Tableaux



Profil	Localisation	Echantillon	Moyenne ϕ	Ecart type Si ϕ	Asymétrie Sk	Angulosité Kg	% sable	% Silt	% Argile	Classification
Profil 2	Très basses mers	Z-070	2.83	0.87	4.52	31.83	97.67	2.33	0	sable
	Basses mers	Micy-St.4	2.99	1.31	3.11	14.80	90.11	7.29	2.61	sable silteux
	Basses mers	Micy-80	2.90	1.52	2.57	10.92	89.16	8.79	2.05	sable silteux
	Mi-estran	Micy-54	3.29	2.03	1.73	5.53	82.58	13.75	3.67	sable silteux
	Mi-estran	Micy-St.3	3.43	1.60	2.22	8.28	78.82	16.88	4.3	sable silteux
	Mi-estran	Z-055	3.84	2.37	1.08	7.00	68.14	25.91	5.95	sable silteux avec argile
	Chenal externe	Micy-St.2	6.62	1.56	0.59	3.12	0.25	73.85	25.9	silt argileux
	Chenal externe	Micy-55	5.17	2.33	0.53	2.26	51.43	38.68	9.89	silt sableux
	Chenal externe	Micy-65	6.22	1.80	0.48	3.00	2.71	84.6	12.69	silt argileux
	Chenal externe	Z-050	6.56	2.94	0.46	2.48	23.99	46.33	29.68	silt argileux
	Chenal externe	Z-052	4.72	3.31	0.64	2.93	51.97	30.54	17.49	silt sableux avec argile
	Chenal externe	Z-051	6.09	3.95	-0.18	2.28	33.8	32.41	33.79	argile silteuse avec sable
	Fond chenal	Z-71	3.37	3.36	0.74	3.77	67.66	21.79	10.55	sable silteux avec argile
	Haut-estran	Z-060	4.62	3.12	0.30	4.04	45.69	41.78	12.52	silt sableux avec argile
Profil 4	Infra-littoral	Z-094	2.78	0.76	-0.52	5.30	94.47	5.53	0	sable silteux
	Infra-littoral	Z-095	2.83	0.91	1.10	7.78	93.65	6.35	0	sable silteux
	Basses mers	Z-103	3.31	2.29	1.37	8.24	80.41	14.52	5.07	sable silteux avec argile
	Basses mers	Z-102	3.39	2.00	2.27	10.71	81.54	13.99	4.47	sable silteux
	Mi-estran	Z-101	3.33	2.51	0.53	6.55	75.69	19.43	4.88	sable silteux
	Mi-estran	Z-100	3.55	2.69	1.30	6.01	77.53	14.5	7.96	sable silteux avec argile
	Mi-estran	Z-099	3.74	2.27	1.36	7.17	69.75	24.88	5.37	sable silteux avec argile
	Chenal	Z-098	3.73	2.66	1.53	5.71	73.11	17.92	8.97	sable silteux avec argile
	Chenal	Z-097	3.86	2.10	2.46	9.05	76.3	17.61	6.09	sable silteux avec argile
	Chenal	Z-096	3.19	1.97	3.11	12.79	87.18	7.92	4.9	sable silteux
	Haut-estran	z107	3.60	1.93	1.58	5.41	70.78	25.27	3.95	sable silteux
	Haut-estran	z124	4.61	2.19	0.64	3.26	38	55.08	6.92	silt sableux
	Haut-estran	z125	3.20	1.89	1.92	7.10	82.08	14.25	3.67	sable silteux
	Haut-estran	z126	1.46	2.00	2.35	8.62	89.79	8.26	1.95	sable silteux

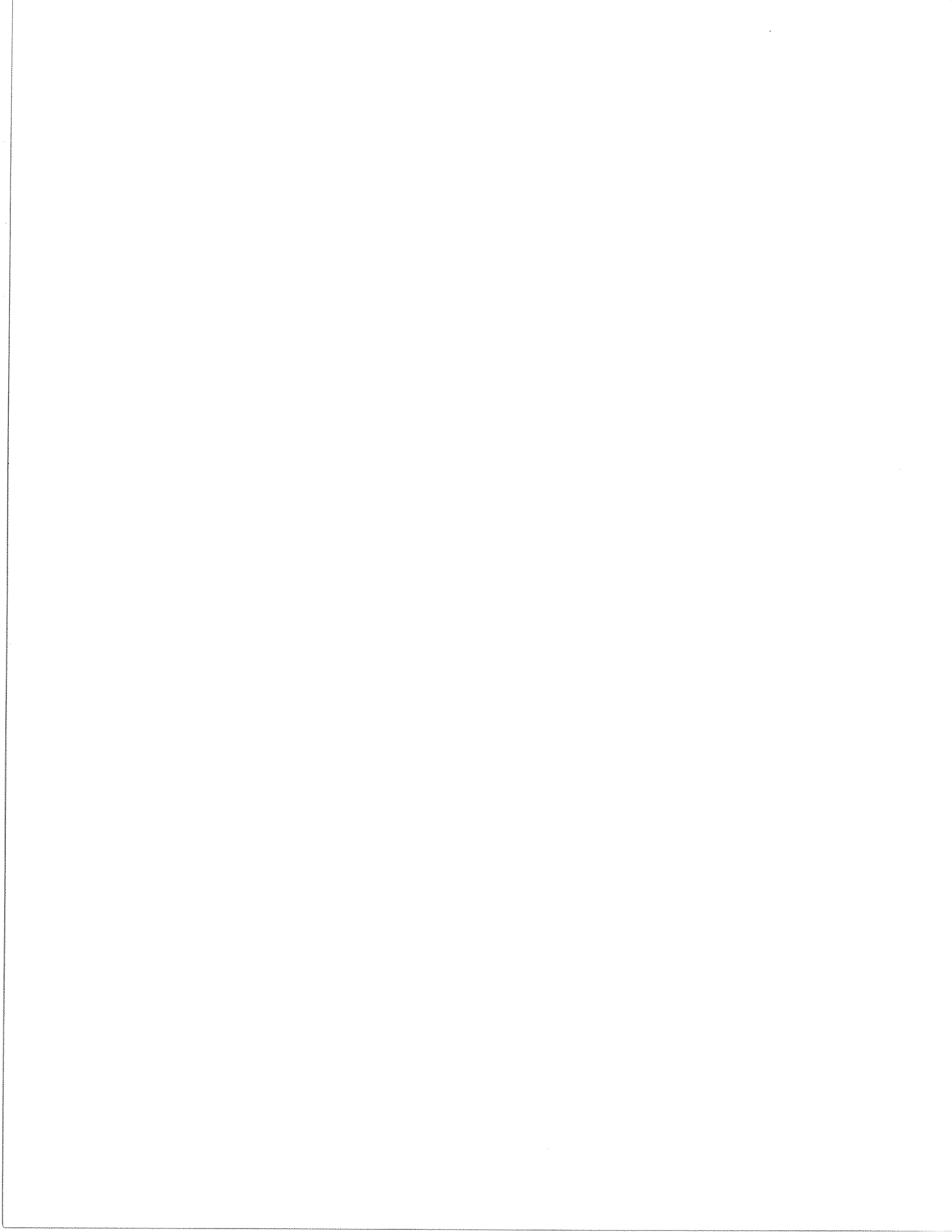
Tableau 1: Résultats des analyses granulométriques des sédiments superficiels prélevés dans la baie de Kuugaapik.

Profil	Localisation	Échantillon	Intervalle	Moyenne ϕ	Écart type SI ϕ	Asymétrie Sk	Angulosité Kg	% sable	% Silt	% Argile		
Profil 2	Chenal externe	Z-057	1-4 cm	2.41	2.59	1.18	6.98	86.49	9.08	4.43		
			4-7cm	3.91	3.54	0.47	3.33	61.01	25.66	13.33		
			12-17cm	4.97	3.7	0.21	2.86	47.38	31.86	20.76		
			22-26	2.82	2.04	-0.38	6.53	92.34	7.66	0		
			Chenal St.2	Micy-73	0-5 cm	4.339	1.801	1.458	5.246	53.14	42.16	4.7
			St.2		15 cm	5.267	2.149	0.649	2.317	38	52.74	9.26
2	Haut-estran	Z-059	13-17 cm	5.75	3.31	0.36	2.74	38.65	37.17	24.17		
			34-37 cm	6.73	3.22	0.15	2.39	18.08	48.93	32.99		
			37-41 cm	4.1	4.14	0.55	2.02	53.64	25.06	21.3		
			St.1.1	Micy-57	5 cm	7.101	1.907	-0.435	3.381	5.93	70.55	23.52
			St.1.1		10 cm	5.895	2.396	0.371	1.519	32.71	51.22	16.07
			St.1.2	Micy-58	0-5 cm	6.997	1.945	0.029	1.974	3.51	71.19	25.3
2	Bas estran	Micy-71	5-10 cm	5.675	2.334	0.314	2.2	26.56	59.91	13.53		
			15-17 cm	0.824	1.653	3.099	14.279	94.07	4.98	0.96		
			20-25 cm	6.138	2.305	0.135	1.929	19.55	63.53	16.93		
			Mi-estran		Micy-72	6.294	2.352	0.083	1.505	25.9	55.68	18.42
			St.1.1		10 cm	5.227	2.037	0.989	2.668	32	59.1	8.9
			St.1.2		25 cm	6.151	2.229	0.096	2.051	22.91	61.49	15.6
Profil 4	Chenal externe	z 105	3-14 cm	5.328	2.396	0.448	2.054	42.8	45.96	11.24		
			0-4 cm	3.064	2.12	1.353	4.879	76.48	20.17	3.36		
			10-15 cm	4.042	2.421	0.986	3.212	64.35	28.17	7.48		
			19-22 cm	5.148	2.297	0.693	2.387	41.2	48.27	10.53		
			36-38 cm	3.417	1.34	3.303	15.664	85.64	11.64	2.71		
			41-44 cm	5.316	2.338	0.555	2.076	39.5	49.26	11.24		
4	Haut-estran	z 107	1-4 cm	3.629	1.927	1.588	5.412	70.78	25.27	3.95		
			6-9 cm	4.91	2.075	1.023	3.224	37.25	53.85	8.9		
			11-14 cm	3.024	2.064	1.38	5.393	79.36	17.28	3.36		
			14-18 cm	1.901	1.762	1.762	7.438	93.08	5.51	1.41		
			25-30 cm	3.069	1.381	2.32	12.35	85.64	12.4	1.95		
			33-35 cm	3.251	1.493	2.236	10.438	81.58	16.02	2.39		

Tableau 2: Résultats des analyses granulométriques des sédiments échantillonnés dans les carottes prélevées sur les estrans.

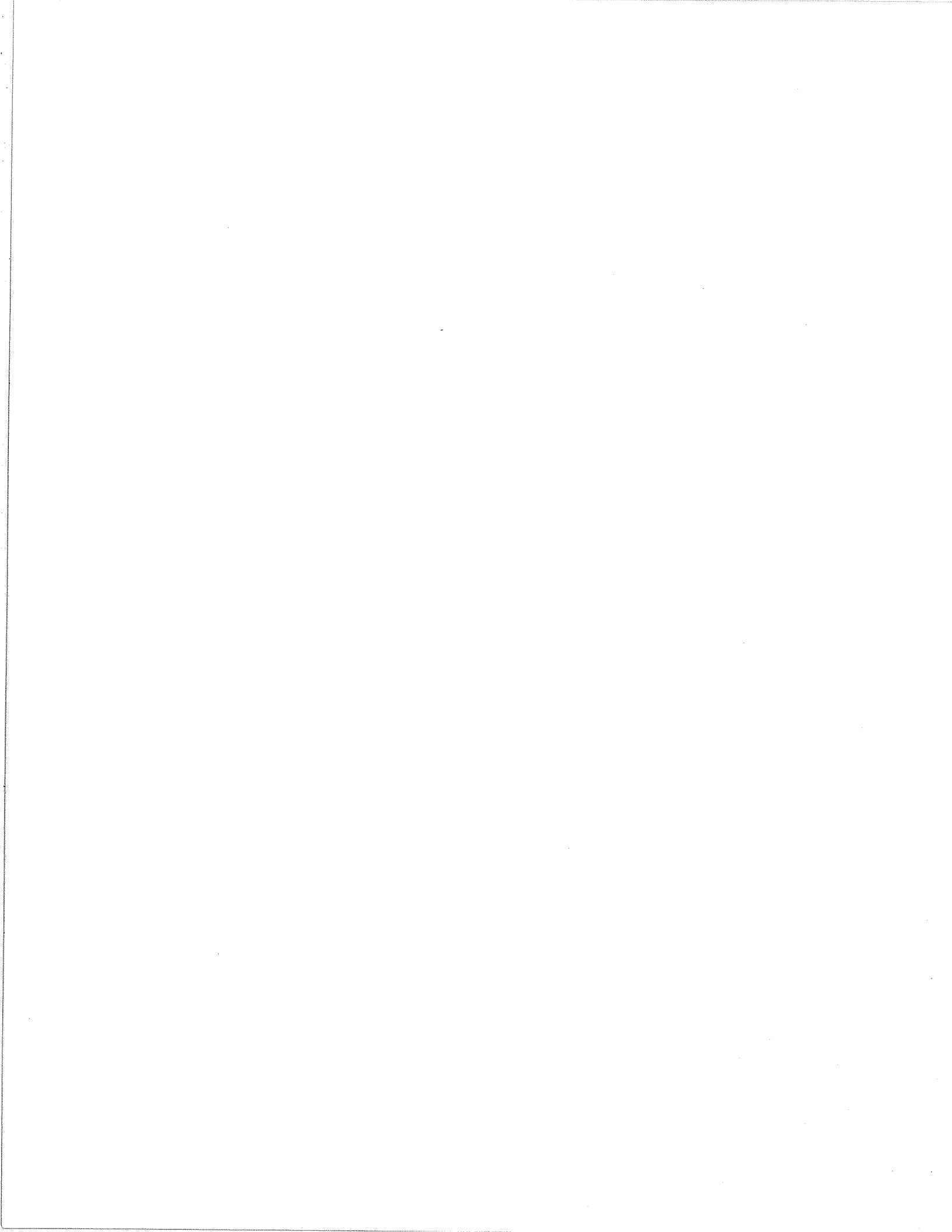
Echantillon	Localisation	Profondeur (cm)	Type	Salinité 0/00	Teneur en sédiment (% volumique)	Teneur en eau (% volumique)
Micy-93-1	Trou 1	190	Sédiments gelés	0	19.46	80.54
Micy-93-2	Trou 3	75	Glace + Sédiments	0.2	11.12	88.88
Micy-93-3	Trou 3	90	Sédiments gelés	0.2	24.07	75.93
Micy-93-4	Trou 3	115	Sédiments gelés	0.55	41.69	58.31
Micy-93-5	Trou 3	150	Argile gelée		44.14	55.86
Micy-93-6	Trou 4	91	Glace	0	2.11	97.89
Micy-93-7	Trou 4	143	Sédiments gelés	3.05	51.86	48.14
Micy-93-8	Trou 4	220	Argile gelée		46.19	53.81
Micy-93-9	Trou 5	115	Glace + Sédiments	0.2	6.74	93.26
Micy-93-10	Trou 5	138	Sédiments gelés	1.8	37.20	62.80
Micy-93-11	Trou 5	184	Sédiments gelés		62.69	37.31
Micy-93-12	Trou 6	115	Sédiments gelés		45.21	54.79
Micy-93-13	Trou 6	139	Sédiments gelés		55.67	44.33
Micy-93-14	Trou 6	380	Argile molle		56.55	43.45
Micy-93-15	Trou 7	114-117	Glace + Sédiments	0.1	4.67	95.33
Micy-93-16	Trou 7	117	Sédiments gelés	1.35	37.63	62.37
Micy-93-17	Trou 7	145-158	Sédiments gelés	0.9	34.00	66.00
Micy-93-18	Trou 7	200	Argile gelée		46.56	53.44
Micy-93-19	Trou 8	110	Glace + Sédiments	0	7.79	92.21
Micy-93-20	Trou 9	144	Sédiments gelés	0.8	48.72	51.28
Micy-93-21	Tranchée 4	60	Glace + Sédiments	0.4	0.00	100.00
Micy-93-22	Tranchée 4	68-75	Glace + Sédiments	0.5	0.00	100.00
Micy-93-23	Tranchée 3	35-40	Glace + Sédiments	0.4	11.47	88.53
Micy-93-24	Tranchée 3	40-45	Glace	0.2	0.17	99.83
Micy-93-25	Tranchée 3	45-50	Glace	0.1	0.00	100.00
Micy-93-26	Tranchée 3	60	Glace + Sédiments		56.87	43.13
Micy-93-27	Tranchée 3	65	Sédiments + Glace	1	0.00	100.00
Micy-93-28	Trou -1	102-115	Sédiments gelés		58.06	41.94
Micy-93-29	Trou -1	179	Sédiments gelés	0	31.37	68.63
Micy-93-30	Trou 0	92-106	Sédiments gelés		53.99	46.01
Micy-93-31	Trou 1.5	93	Sable et gravier	0	30.87	69.13
Micy-93-32	Trou A	?	?	1.05	43.59	56.41
Micy-93-33	Trou B	339	Argile gelée		55.91	44.09
Micy-93-34	Trou G	45	Sédiments gelés		45.90	54.10
Micy-93-35	Trou G	88	Sédiments gelés		49.54	50.46
Micy-93-36	Trou I	18-20	Glace de neige	0.2	0.14	99.86
Micy-93-37	Trou I	63-70	Glace	0	0.05	99.95
Micy-93-38	Ruis. camp		eau	0	---	---
Micy-93-41	Camp		Neige		---	---
Micy-93-42a	Dôme de glace	100-115	Glace		0.00	100.00
Micy-93-42b	Dôme de glace	115-125	Glace + Sédiments		4.96	95.04

Tableau 3: Teneur en eau et en sédiments pour les échantillons prélevés dans le pied de glace et les trous de forage en avril 1993 dans la baie de Kuugaapik .



ANNEXE 2

Macro-faune benthique: Liste des espèces



MACRO-FAUNE BENTHIQUE: LISTE DES ESPÈCES

ZONE INTERTIDALE:

Nombre d'échantillons: 248

Juveniles de Macoma Balthica trouvés dans 20 échantillons

Pseudalibrotus nansenii présent dans 6 échantillons

Gammarus oceanicus (1 individu) présent dans 1 échantillon

Dentalina baggi présent dans 3 échantillons

EMBOUCHURE DE LA DOMANCHIN ET HERBIER À ZOSTÈRES:

Nombre d'échantillons: 8

2 espèces de bivalves:

Macoma (présente dans tous les échantillons)

Mytilus edulis

2 espèces de gastéropodes:

Littorina saxatilis

Amauropsis purpurea

2 espèces de crustacés:

Pontoporeia femorata

Pseudolobrotus nansenii

1 espèce de Priapulid:

Halicriptus

ZONE INFRA-LITTORALE, SECTEUR DE LA BAIE DE KUUGAAPIK:

Nombre d'échantillons: 56

1 espèce de Nemertines

11 familles de polychètes

6 espèces de gastéropodes

10 espèces de bivalves

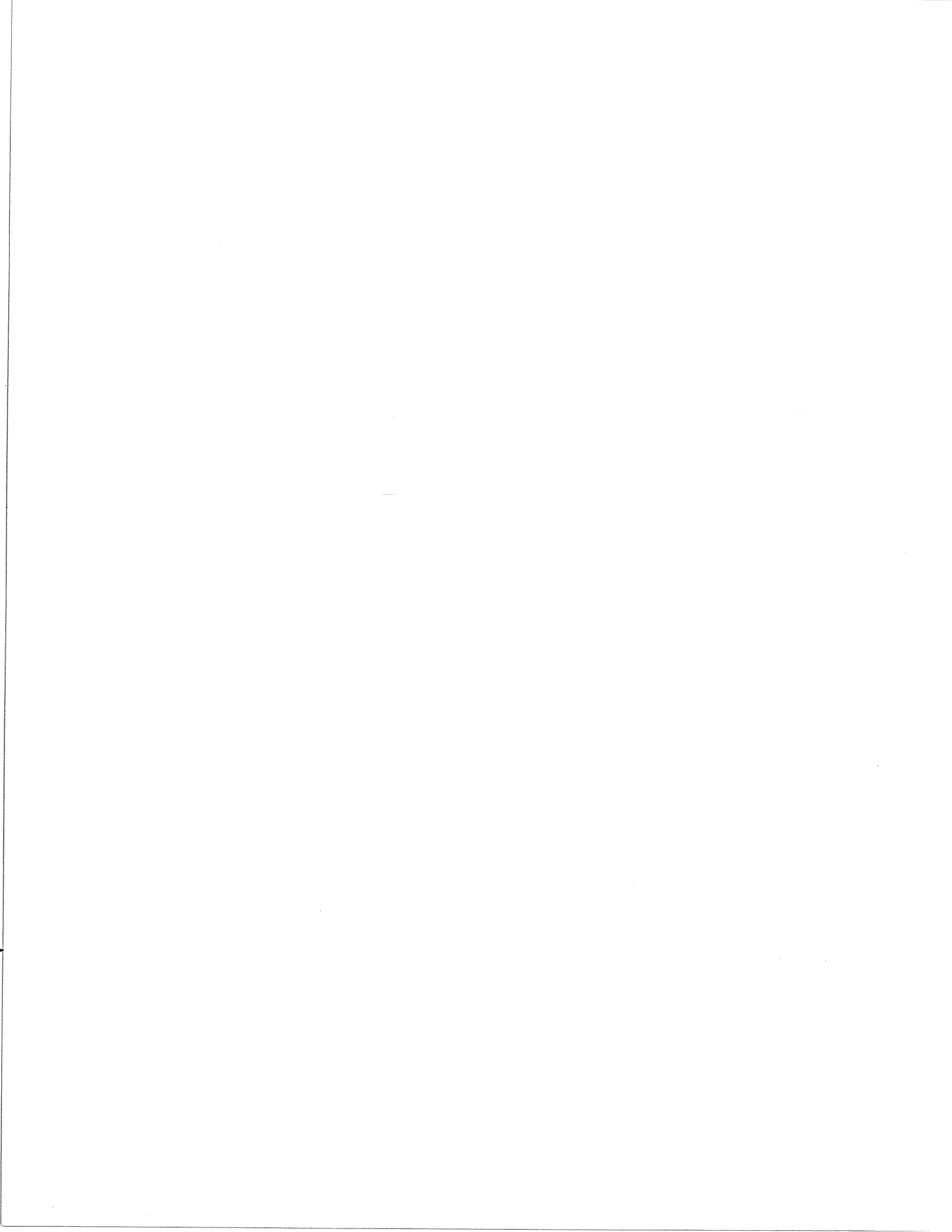
9 espèces de crustacés

1 espèce d'échinoderme

2 espèces de priapulides

1 espèce de sipunculides

1 chordata



**ESPÈCES IDENTIFIÉES DANS LA ZONE INFRA-LITTORALE EN
AVANT DE LA BAIE DE KUUGAAPIK**

Nemertea

une espèce non identifiée

Annelide

CLASSE DES POLYCHÈTES

Lumbrinereidae

Lumbrineris fragilis (O.F. Muller, 1776)

Lumbrineris minuta

Maldanidae

Nephtyidae

Nephtis sp.

Orbinidae

Scoloplos sp.

Pectinariidae

Pectinaria granulata (Linnaeus, 1796) (tubes vides seulement)

Phyllodocidae

Eteone spetsbergensis

Sabellidae

Euchone sp.

Chone sp.

Serpullidae

Spirorbis spirorbis (Linnaeus, 1758)

Sigalionidae

Pholoe sp.

Syllidae

Terebellidae

Terebellides stroemis (Sars, 1835)

Mollusques

CLASSE DES GASTÉROPODES

Amauropsis purpurea Dall

Littorina saxatilis (Olivi, 1792)

Cylichna alba (Brown, 1827)

Buccinum belcheri Reeve

Trichotropis borealis Broderip et Sowerby

Haminoea solitaria (Say, 1822)

CLASSE DES BIVALVES

Mytilus edulis (Linnaeus, 1758)

Macoma sp.

Thracia septentrionalis Jeffreys

Hiatella arctica (Linnaeus, 1758)

Portlandia arctica portlandica (Ockelman, 1959)

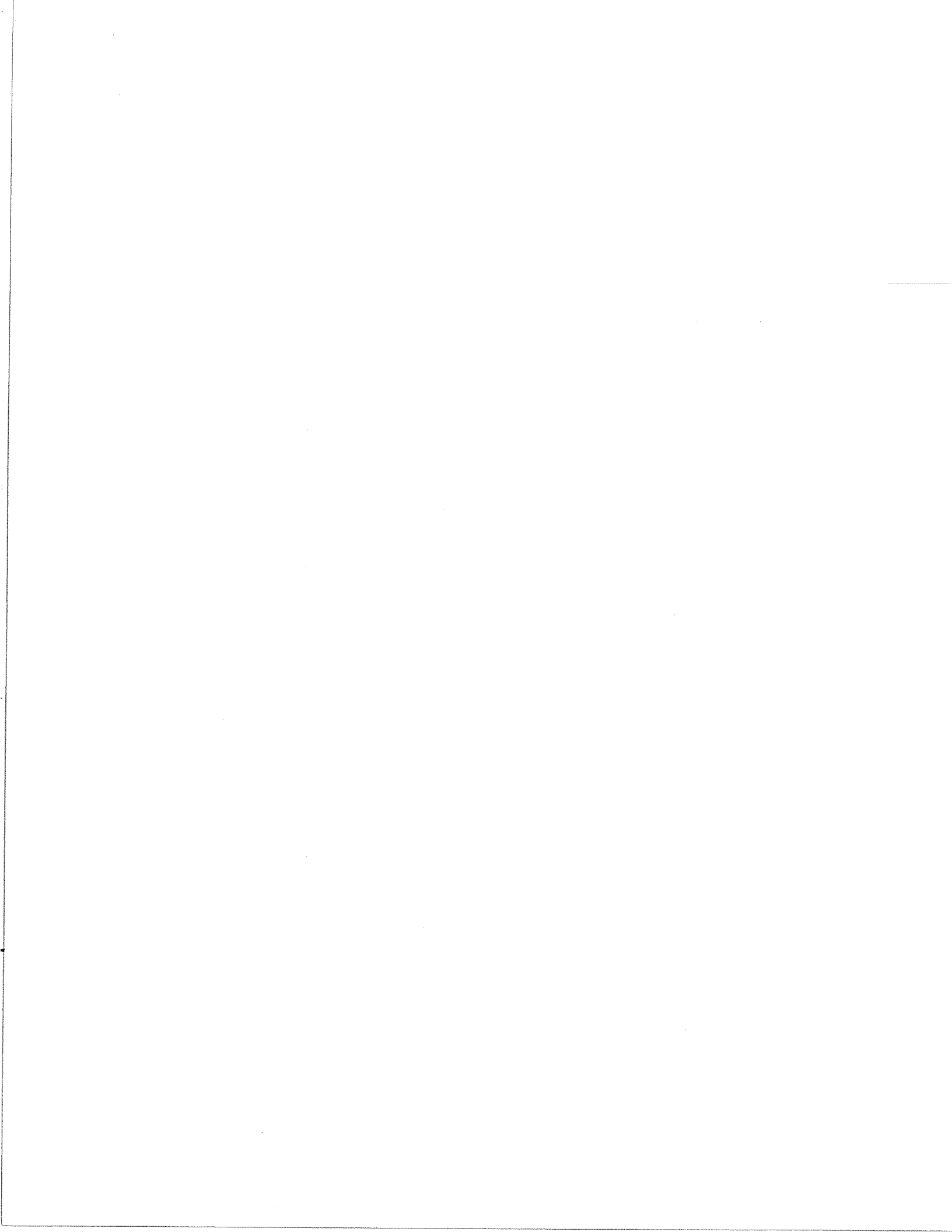
Nucula belloti Adams

Astarte crenata crebriscostata macAndrews et Forbes

Clinocardium ciliatum (Fabricius, 1780)

Thyasira gouldii (Philippi, 1845)

Mya arenaria (Linnaeus, 1758)



Arthropodes

CLASSE DES CRUSTACÉS

Sous-classe des Cirripèdes

Balanus balaniodes (Linnaeus, 1758)

Sous-classe des Malacostracés

Dyastilis rathkei (Kroyer, 1841)

Ordre des amphipodes

Byblis gaimardi (Kroyer, 1846)

Pseudalibrotus nansenii (Sars, 1900)

Pontoporeia femorata (Kroyer, 1842)

Orchomenella pinguis (Boeck, 1861)

Atylus minikoi (Walker)

Gammarus setorus (Dementieva)

Gammarus oceanicus (Segestråle, 1947)

Échinodermes

CLASSE DES HOLOTHURIES

Pentamera calcigera (Stimpson 1851)

Priapulides

Halicriptus sp.

Priapus caudatus (Lamarck)

Sipuncula

-Une espèce non identifiée

Chordata

CLASSE DES ASCIDIÉS

-Une espèce non identifiée

