

FRÉDÉRIC VINET

**GÉOMORPHOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET
ÉVOLUTION DU NIVEAU MARIN HOLOCÈNE
D'UNE VALLÉE SOUMISE À DES CONDITIONS
MACROTIDALES EN RÉGRESSION FORCÉE,
RÉGION DE TASIUJAQ, NUNAVIK**

Mémoire présenté
à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval
dans le cadre du programme de maîtrise en Sciences géographiques
pour l'obtention du grade de Maître en Sciences géographiques (M.Sc.géogr.)

DÉPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE
FACULTÉ DE FORESTERIE ET GÉOMATIQUE
UNIVERSITÉ LAVAL
QUÉBEC

2008

Résumé

Le recul de la marge glaciaire sur la côte ouest de la baie d'Ungava permit à la mer d'Iberville d'envahir les terrains déprimés par la charge glacio-isostatique. Le relèvement du socle suivant la déglaciation a ensuite mené à la régression forcée des eaux marines. Dans un tel contexte, cette étude a pour objectif de comprendre l'évolution géomorphologique et stratigraphique postglaciaire le long du cours inférieur de la rivière Bérard. La photo-interprétation, l'étude de coupes stratigraphiques de même que des analyses granulométriques et radiochronologiques ont été utilisées afin de caractériser l'évolution holocène de la vallée. Les résultats obtenus montrent que la vallée a été libérée des glaces il y a plus de $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP. L'émersion des terres qui a suivi fut ponctuée de dix périodes de stabilité temporaire du niveau marin relatif. Enfin, cinq unités stratigraphiques distinctes et d'importantes surfaces d'érosion caractérisent la vallée de la Bérard.

Remerciements

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, Michel Allard, pour m'avoir fait profiter de son expérience du Nord ainsi que pour l'entière liberté qu'il m'a accordée dans la réalisation de ce travail. Merci Michel!

Je remercie également les autres membres de mon comité d'évaluation, Patrick Lajeunesse, professeur au département de géographie à l'Université Laval, et Bernard Lauriol, professeur de géographie à l'Université d'Ottawa, pour le temps qu'ils ont accordés à la lecture et à l'évaluation de ce mémoire.

Mes remerciements vont aussi aux gens qui ont participé aux travaux de terrain, Dominique St-Hilaire, Catherine Savard, Cynthia Marchildon, Emmanuel L'Hérault, Eva Stephani, et plus particulièrement Daniel Fortier, sans qui les travaux de terrain de l'été 2005 n'aurait pas eu la même importance.

Je veux aussi remercier James T. Gray, professeur de géographie à l'université de Montréal, qui m'a transmis les certificats originaux de plusieurs datations radiocarbone, et Caroline Lavoie qui m'a initié à l'art de la calibration ^{14}C .

Merci aussi à Olivier Beaulieu, Dany Lemelin, Donald Cayer, Gabrielle Labbé et Jacinthe Letendre pour leur aide et leurs conseils au quotidien.

Mes derniers remerciements vont à ma famille, Luce, Guy, Marie-Hélène et Alexandre, qui m'ont encouragé tout au long de ce travail.

Merci à vous tous !

Siku Silalu kisimik naalagaapput

« La glace et le temps sont les seuls maîtres »
Proverbe inuit

Table des matières

Résumé.....	ii
Remerciements.....	iii
Table des matières	v
Liste des tableaux.....	vii
Liste des figures	viii
Introduction.....	1
1 Description de la région d'étude.....	6
1.1 Géologie.....	7
1.2 Physiographie.....	9
1.3 Climat.....	9
1.4 Végétation et pergélisol	11
1.5 Hydrologie	11
1.5.1 Réseau hydrographique.....	11
1.5.2 Régime marégraphique	12
2 Matériels et méthodes	13
2.1 Photo-interprétation	13
2.2 Cartographie.....	14
2.3 Travaux de terrain.....	14
2.4 Analyses granulométriques.....	16
2.5 Datations radiocarbones.....	17
3 Résultats.....	19
3.1 Formes de terrain	19
3.1.1 Les formes glaciaires	19
3.1.2 Les formes associées à la fonte de l'Inlandsis laurentidien	22
3.1.3 La limite marine.....	24
3.1.4 Les formes littorales.....	25
3.1.5 Les formes fluviatiles.....	32
3.2 Les dépôts holocènes	35
3.2.1 Description des coupes stratigraphiques.....	35
3.2.2 Stratigraphie des dépôts holocènes	52
3.3 Les dépôts de surface	60
3.3.1 Les dépôts glaciaires	62
3.3.2 Les dépôts postglaciaires	65
4 Discussion.....	70
4.1 L'écoulement glaciaire	70
4.2 La déglaciation.....	71
4.2.1 Modalité de déglaciation.....	71
4.2.2 L'âge de la déglaciation	71
4.3 L'émersion des terres.....	74
4.3.1 La construction de la courbe d'émersion.....	74
4.3.2 Le taux d'émersion dans la vallée de la rivière Bérard.....	77
4.3.3 Pauses dans l'émersion postglaciaire.....	78

4.4	La sédimentation des dépôts holocènes	82
4.4.1	Distribution spatiale des dépôts meubles.....	82
4.4.2	L'importance des surfaces d'érosion	85
4.5	Chronologie des évènements holocènes	87
	Conclusion	90
	Bibliographie	92

Liste des tableaux

Tableau 1 : Couverture de photographies aériennes à l'échelle 1 : 35 000, <i>Ministère de l'énergie, des mines et des ressources Canada</i> , 1949.....	13
Tableau 2 : Réservoir marin local et delta R moyen.	18
Tableau 3 : Distribution et paramètres granulométriques des lithofaciès rencontrés.....	43
Tableau 4 : Datations radiocarbone non-corrigées, conventionnelles et calibrées de coquilles marines, de gyttja, de bois, et de tourbe.	46
Tableau 5 : Datations radiocarbone non-corrigées, conventionnelles et étalonnées de coquilles marines et de gyttja basale associées à l'âge minimum de la déglaciation sur la côte ouest de la baie d'Ungava.	72
Tableau 6 : Estimation des âges radiocarbone et calendaires des niveaux marins communs sur la côte ouest de la baie d'Ungava.....	80

Liste des figures

Figure 1.1 : Carte de localisation de la région d'étude, vallée de la rivière Bérard, Nunavik.....	6
Figure 1.2 : Bassin versant de la rivière Bérard et de la baie Profonde.....	8
Figure 1.3 : Modèle numérique d'élévation de la vallée de la rivière Bérard.	10
Figure 2.1 : Localisation des coupes stratigraphiques le long du cours inférieur de la rivière Bérard..	15
Figure 3.1 : Carte morphosédimentaire de la région de Tasiujaq.....	20
Figure 3.2 : Formes profilées dans le sens de l'écoulement glaciaire : a) Crag-and-tail à l'est du lac Bérard. b) Sillons glaciaires à l'ouest de la baie Profonde.	21
Figure 3.3 : Formes de terrain associées à la fonte de l'Inlandsis laurentidien. a) Crête de l'esker nord situé sur la rive ouest de la vallée à environ 150 m d'altitude. b) Delta glacio-marin situé à l'extrémité de l'esker nord.....	23
Figure 3.4 : Formes de terrain associées à la limite marine. a) Limite de lavage du till à l'ouest du lac Bérard. b) Talus d'érosion marine le plus élevé.	24
Figure 3.5 : Altitude des formes littorales et positions du niveau marin relatif.	26
Figure 3.6 : Positions marines N ₁ (180 m), N ₂ (130 m) et N ₃ (65 m) au sud du village de Tasiujaq.	27
Figure 3.7 : Plage associée au niveau marin N ₄ (55 m).....	28
Figure 3.8 : Front de delta associé au niveau N ₅ (50 m) et pied de talus présentant une petite plage de blocs correspondant au niveau N ₆ (40 m).....	30
Figure 3.9 : Plage soulevée et ancien littoral associés au niveau N ₇ (29 m).	30
Figure 3.10 : Terrasses marines associées aux niveaux marins N ₈ (26 m) et N ₉ (14 m). En arrière plan, champ de blocs glaciels qui marque la position marine N ₁₀ (10 m). ...	31
Figure 3.11 : Exemple de talus d'érosion et de terrasses fluviales le long du cours inférieur de la rivière Bérard.....	33
Figure 3.12 : Méandre abandonné à l'est du lit actuel de la rivière Bérard.	34
Figure 3.13 : Schéma des coupes stratigraphiques rafraîchies le long du cours inférieur de la Bérard.	36
Figure 3.14 : Exemple de lithofaciès de la coupe C-1. a) <i>Balanus sp.</i> en position de vie sur un bloc émoussé du faciès II. b) Contact entre les faciès II et III ainsi que III et IV.	40
Figure 3.15 : Stratifications entrecroisées litho du faciès I de la coupe C-3.	42
Figure 3.16 : Contact d'érosion entre le faciès I et II de la coupe C-5.....	45
Figure 3.17 : Lithofaciès de la coupe C-6. a) Boue graveleuse du faciès I. b) Contact d'érosion entre le faciès II et III.	48
Figure 3.18 : Gradient granulométrique décroissant du faciès I au faciès II de la coupe C-8.	50
Figure 3.19 : Lithofaciès de la coupe C-10.....	52
Figure 3.20 : Coupe composite des unités et sous-unités stratigraphiques rencontrées le long du cours inférieur de la rivière Bérard.....	55

Figure 3.21 : Courbes granulométriques cumulées des cinq unités stratigraphiques rencontrées.	58
Figure 3.22 : Carte des dépôts de surface de la région de Tasiujaq.....	61
Figure 3.23 : Till remanié situé dans la terrasse marine de 25 m d'altitude à l'est de la baie Profonde.	62
Figure 3.24 : Dépôt glacio-marin associé à la présence d'un esker, rive est de la Bérard. ...	63
Figure 3.25 : Dépôt glacio-marin affleurant à 50 m d'altitude.	64
Figure 3.26 : Bloc géant sur l'estran actuel de la baie Profonde.	66
Figure 3.27 : Alluvions littorales dans la partie supérieure de l'estran de la baie Profonde..	66
Figure 3.28 : Glaces printanières déposées sur des alluvions.....	68
Figure 3.29 : Colluvions anthropiques mis en place en aval d'un fossé de drainage.....	69
Figure 4.1 : Position de la marge glaciaire à 9,0, 8,0, et 7,0 ka cal. BP.	73
Figure 4.2 : Courbe d'émersion postglaciaire de la vallée de la rivière Bérard.	76
Figure 4.3 : Altitude des formes littorales émergées le long de la côte ouest de la baie d'Ungava et positions des niveaux marins communs (NC) à l'échelle régionale.	79
Figure 4.4 : Profil stratigraphique longitudinal de la rive est du cours inférieur de la rivière Bérard.	82
Figure 4.5 : Profils stratigraphiques transversaux des transects B-B' et C-C'.	84

Introduction

Lors du dernier maximum glaciaire, il y environ 18 ka BP, l'ensemble du Québec-Labrador était recouvert par l'Inlandsis laurentidien (Dyke et Prest, 1987; Fulton, 1989). L'extension des marges glaciaires est demeurée presque inchangée jusqu'à 13 ka BP, moment à partir duquel le volume de glace a diminué considérablement (Dyke et Prest, 1987). Le recul des glaces en bordure de la baie d'Ungava, vers 7 ka ^{14}C , a permis à la mer d'Iberville d'envahir les terrains déprimés par la charge glacio-isostatique (Gangloff *et al.*, 1976; Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1987; Allard *et al.*, 1989; Gray *et al.*, 1993). La rééquilibration glacio-isostatique a provoqué le soulèvement rapide des terres, ce qui a mené à la régression forcée des eaux marines jusqu'au niveau actuel de la mer.

Ces événements ont eu un impact sur la dynamique morphosédimentaire holocène le long du cours inférieur de la rivière Bérard. En effet, la nature, la répartition spatiale et la morphologie des dépôts meubles en contexte de régression forcée sont fortement liées à l'évolution du niveau marin relatif (Syvitski, 1991; Posamentier *et al.*, 1992; Hunt et Tucker, 1992). Le relèvement glacio-isostatique des terres a, par exemple, entraîné l'émersion de sédiments deltaïques et la mise en place de plusieurs talus d'érosion (Lauriol, 1982). Plusieurs travaux se sont intéressés à l'émersion postglaciaire sur les côtes ouest et sud-ouest de la baie d'Ungava (Lauriol *et al.*, 1979; Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Pienitz *et al.*, 1991; Gray *et al.*, 1993). Toutefois, les données acquises sur les variations du niveau marin relatif au sud du bassin aux Feuilles demeurent incomplètes et la courbe d'émersion de la vallée de la rivière Bérard reste très imprécise (Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993). De plus, la répartition spatiale et la nature des dépôts de surface sont peu connues et il n'en existe pas de carte détaillée. Enfin, les connaissances sur la stratigraphie des dépôts holocènes demeurent fragmentaires.

État général des connaissances

Déglaciation de la côte ouest de la baie d'Ungava

La déglaciation de la côte ouest de la baie d'Ungava s'est faite en contact avec la mer (Gangloff *et al.*, 1976). La présence de nombreux eskers, kames, terrasses de kame et l'absence de moraines de De Geer entre les régions de Quaqtac et Tasiujaq, montrent que la glace ne s'est pas écoulee activement vers la mer d'Iberville (Lauriol et Gray, 1987). Le relief accidenté de la Fosse du Labrador, parallèle au front glaciaire, a plutôt contraint la glace à fondre sur place sous forme d'un front stagnant (Gangloff *et al.*, 1976; Lauriol et Gray, 1987). À l'opposé, aucune forme fluvio-glaciaire ou de décrépitude glaciaire n'a été répertoriée entre Tasiujaq et Kuujuaq (Gangloff *et al.*, 1976; Lauriol et Gray 1987), suggérant que la glace est demeurée active plus tardivement dans cette région (Gangloff *et al.*, 1976).

Les organismes datables par radiochronologie (coquilles, tourbes, bois, gyttja) ne s'établissant qu'après le retrait des glaces, il est difficile d'établir l'âge de la déglaciation (Lauriol, 1982). Toutefois, la transgression de la mer d'Iberville s'étant produite de façon synchrone au retrait des glaces (Gangloff *et al.*, 1976), l'âge de la limite marine permet d'estimer le moment de la déglaciation (Lauriol, 1982). Au nord du Bassin aux Feuilles, entre Quaqtac et Aupaluk, la déglaciation s'est produite entre 7,5 ka et 7 ka (Gangloff *et al.*, 1976; Lauriol *et al.*, 1979; Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987; Gray *et al.*, 1993). Les plus vieux âges obtenus sont de $7\,220 \pm 115$ ans ^{14}C à Quaqtac (Gangloff *et al.*, 1976), $6\,990 \pm 150$ ans ^{14}C à Kangirsuk (Gray *et al.*, 1980) et $7\,350 \pm 320$ ans ^{14}C à Aupaluk (Lauriol *et al.*, 1979). Dans la vallée de la rivière Bérard, au sud du bassin aux Feuilles, on estime que la déglaciation s'est produite il y a 6,5 ka (Lauriol et Gray, 1987; Gray *et al.*, 1993). Toutefois, aucune date obtenue sur un organisme marin ne correspond actuellement au maximum de la transgression de la mer d'Iberville (Gray *et al.*, 1993). La seule date permettant d'estimer l'âge de la déglaciation dans ce secteur de la côte provient de gyttja située 30 m sous la limite marine et datée à $5\,980 \pm 205$ ans ^{14}C (Lauriol, 1982).

Transgression ibervilienne et limite marine

Suite au recul des marges glaciaires des côtes de la baie d'Ungava, la mer d'Iberville a envahi les terrains déprimés sous le poids de la glace (Laverdière, 1969). La limite marine a été mesurée à plusieurs endroits le long de la côte entre Quaqtq et Kuujjuaq (Gangloff *et al.*, 1976). Elle s'élève à environ 120 m dans la région de Quaqtq, 134 m à Kangirsuk, 155 m à Aupaluk et à plus de 180 m au sud de Tasiujaq et de Kuujjuaq. Des travaux subséquents (Lauriol *et al.*, 1979; Lauriol, 1982) ont permis de mesurer l'altitude de la limite marine dans les vallées encaissées, telles les vallées des rivières Arnaud, aux Feuilles, Bérard et Koksoak, où la mer a pénétré profondément à l'intérieur des terres.

Dans la vallée de la rivière Bérard, la mer d'Iberville s'est avancée à plus de 100 km de la côte actuelle. L'extension maximale de la transgression marine a été établie par la limite de délavage du till à 180 m, la présence d'un tombolo à 173 m (Gangloff *et al.*, 1976) et plusieurs deltas proglaciaires (150 m, 159 m, 162 m, 166 m, 170 m, 176m) situés du côté ouest de la vallée (Lauriol, 1982). L'altitude de la limite marine s'élève vers le sud selon un taux de 0,2 m/km (Lauriol, 1982). La mer a atteint une altitude de 177 m au sud-ouest du village de Tasiujaq, 183 m à l'ouest du bras nord du lac Bérard et 192 m au sud-est du lac Jourdan (Lauriol, 1982).

Relèvement isostatique et niveau marin relatif

Au moment où s'est amorcée la déglaciation, la diminution de la charge glacio-isostatique sur le continent a mené à une rééquilibration du socle (Hilaire-Marcel, 1976). Ce rajustement glacio-isostatique postglaciaire a permis de déterminer l'extension maximale atteinte par la mer d'Iberville dont l'élévation actuelle correspond à la valeur totale de l'émersion postglaciaire (Lauriol, 1982).

Des courbes d'émersion ont été réalisées pour les régions de Quaqtq (Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993), Kangirsuk (Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993), Aupaluk (Lauriol *et al.*, 1979; Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993), Tasiujaq (Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993) et Kuujjuaq (Pienitz *et al.*, 1991). À Aupaluk,

l'émersion de la côte s'est faite à un taux de 7,1 cm/an de 6 500 ans ^{14}C à 5 250 ans ^{14}C (Lauriol *et al.*, 1979). Un taux semblable a été obtenu dans la région de Quaqtq où le relèvement a été de 7 cm/an entre 7 000 ans ^{14}C et 6 000 ans ^{14}C (Lauriol, 1982). De 75 % à 85 % de l'émersion de la côte ouest de la baie d'Ungava a été complétée entre 7 000 ans ^{14}C et 5 000 ans ^{14}C à un taux moyen de 4 à 5 cm/an tandis que le soulèvement résiduel (15 % à 25 %) s'est produit après 5000 ans ^{14}C selon un taux de 0,3 à 1 cm/an (Gray *et al.*, 1980).

Évolution morphosédimentaire postglaciaire

Peu d'informations sont disponibles en ce qui a trait à la stratigraphie des dépôts holocènes dans les vallées bordant la côte ouest de la baie d'Ungava. L'essentiel des données stratigraphiques proviennent de la région d'Aupaluk (Lauriol *et al.*, 1979; Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982). De façon générale, on trouve à la base un dépôt de sable fin, de limon et d'argile non-fossilifère sur lequel s'appuient différents lithofaciès graveleux à sableux fossilifères. En surface, un dépôt de sable et graviers fluvatile complète la stratigraphie (coupe A2 et A3) (Gray *et al.*, 1980). Dans le secteur de Tasiujaq, les données stratigraphiques proviennent uniquement de coupes en bordure de la Bérard (Gangloff *et al.*, 1976; Lévesque *et al.*, 1990). Dans une terrasse fluvatile situé à 30 m d'altitude, on trouve principalement des sables et graviers jusqu'à la rencontre de l'argile marine à 11,5 m, à l'exception d'une unité de sable limoneux entre 1 et 4 m de profondeur (Lévesque *et al.*, 1990). En amont, une formation marine caillouteuse est recouverte d'un lit de tourbe, puis d'un dépôt de sable éolien de 0,70 m d'épaisseur dont la surface se trouve à 45,5 m (Gangloff *et al.*, 1979).

Des cartes morphosédimentologiques ont aussi été réalisées pour les régions d'Aupaluk (Lauriol *et al.*, 1979; Lauriol, 1982), de North Arm (Lauriol, 1982) et de Tasiujaq (Gray *et al.*, 1976; Lauriol, 1982). Dans la région d'étude, cinq classes de dépôts de surface ont été cartographiées. Les principaux talus d'érosion et quelques formes littorales tels un tombolo, deux cordons glaciels et une plage soulevée ont aussi été répertoriés.

Objectif d'étude et contribution de la recherche

Cette étude a pour objectif de caractériser l'évolution géomorphologique et sédimentaire le long du cours inférieur de la rivière Bérard afin de comprendre la dynamique morphosédimentaire d'une vallée en émergence continue dans un environnement dominé par le pergélisol et par des marées de très grande amplitude. Reposant sur l'hypothèse que la régression forcée du niveau marin ayant cours depuis la déglaciation est le facteur prépondérant dans la mise en place des dépôts meubles et des formes de terrains, l'étude vise trois objectifs spécifiques :

- Réaliser la cartographie de la répartition spatiale des dépôts de surface et des formes de terrain à grande échelle.
- Décrire l'évolution des environnements sédimentaires au cours de l'Holocène par l'étude de la stratigraphie des dépôts meubles.
- Préciser les variations du niveau marin relatif depuis le maximum de la transgression de la mer d'Iberville.

L'intérêt de cette étude est d'abord de répondre au manque de connaissances sur l'évolution du niveau marin relatif au sud du Bassin aux Feuilles et sur la dynamique morphosédimentaire postglaciaire de la vallée de la rivière Bérard. En outre, il est nécessaire d'apporter une information détaillée et à grande échelle qui n'est pas disponible dans les études régionales (Lauriol, 1982). De nouveaux résultats permettront la révision des isobases sur la côte ouest de la baie d'Ungava et fourniront de nouveaux éléments dans la reconstitution de l'histoire postglaciaire de ce secteur.

Ce mémoire se divise en quatre chapitres : (1) la description de la région d'étude, (2) le matériel et les méthodes nécessaires à la réalisation de l'étude, (3) les résultats et l'interprétation des données géomorphologiques et stratigraphiques et (4) une discussion traitant de l'évolution du cadre paléogéographique au sud du bassin aux Feuilles. Finalement, une conclusion résume les principaux résultats et les avancées de l'étude.

1 Description de la région d'étude

La vallée de la rivière Bérard est située au sud du bassin aux Feuilles, au sud-ouest de la baie d'Ungava. La rivière rejoint le bassin aux Feuilles à l'est du village de Tasiujaq (58° 41' 30" N; 69° 55' 22" O). Ce dernier est situé à environ 110 km au nord-ouest de Kuujuaq et 80 km au sud d'Aupaluk (Figure 1.1).

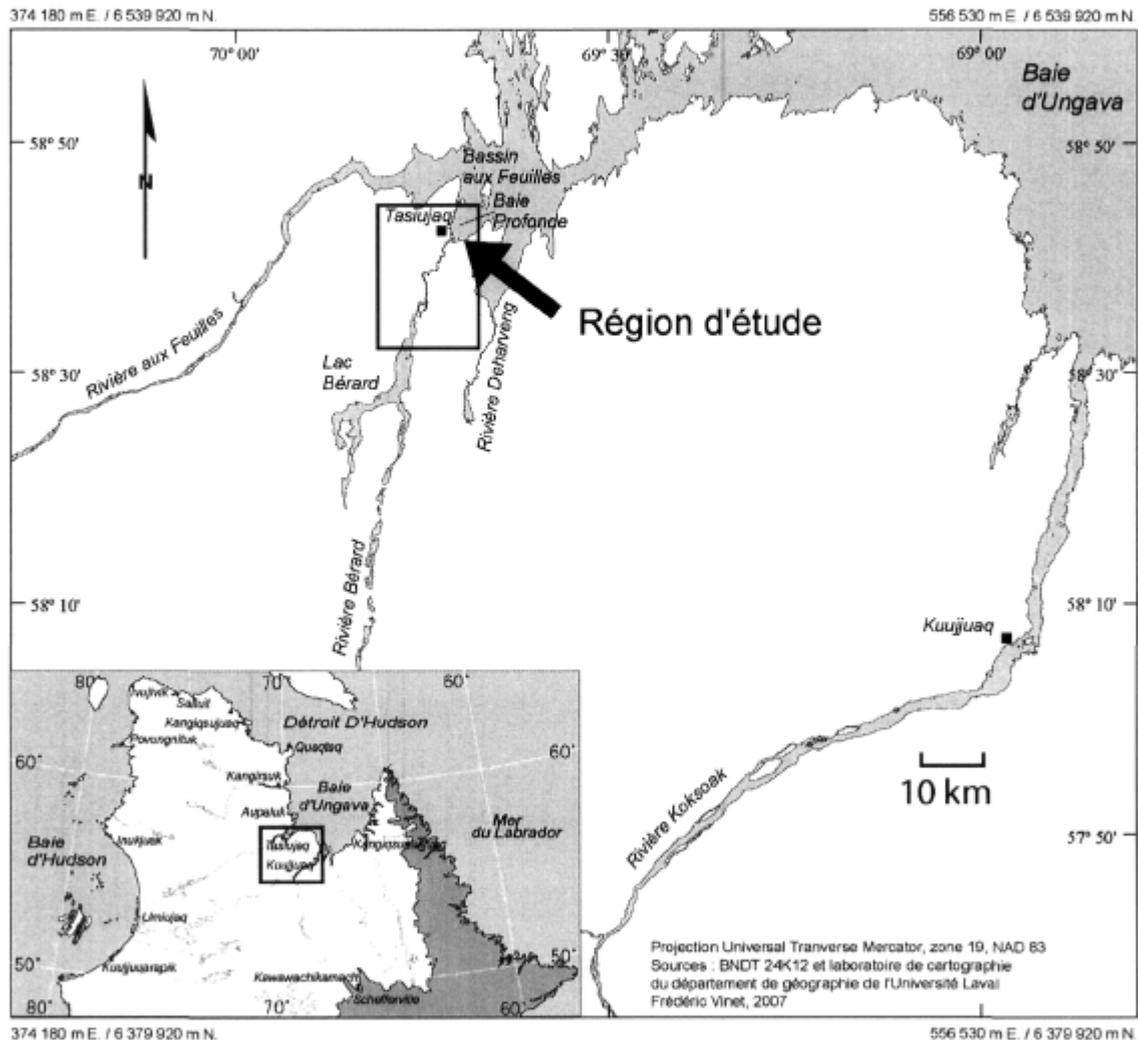


Figure 1.1 : Carte de localisation de la région d'étude, vallée de la rivière Bérard, Nunavik.

Plus précisément, la région d'étude est située le long du cours inférieur de la rivière Bérard. Elle couvre une superficie d'environ 450 km² qui s'étend du sud du Bassin aux Feuilles jusqu'au bras nord du lac Bérard. Les bassins versants des rivières Deharveng et aux Feuilles marquent respectivement les frontières est et ouest de la région étudiée (Figure 1.2).

1.1 Géologie

Le sud du bassin au Feuilles est caractérisé par la rencontre de deux ensembles géologiques. Dans la région d'étude, le contact entre ces deux formations s'étend du nord du lac Bérard jusqu'à l'embouchure de la rivière aux Feuilles selon un axe nord-sud. À l'est, on trouve les roches métasédimentaires et métavolcaniques protérozoïques de la Fosse du Labrador (Bérard, 1965). Formé lors de l'orogénèse hudsonienne il y a 1,7 milliards d'années, la Fosse du Labrador forme un alignement de roches métamorphiques orienté sud-sud-est qui s'étend de Kangirsuk à Wabush. Elle marque, avec la ceinture de Cape Smith-Wakeham Bay, la transition entre les roches archéennes de la province géologique de Churchill et celles du Supérieur (Dimroth *et al.*, 1970). Les formations protérozoïques au nord du lac Bérard sont principalement composées de quartzite, de schiste chloriteux, de grès divers, de métadolomie et de métagabbro (Bérard, 1965). À l'ouest, les roches archéennes sont principalement issues d'intrusions granitiques et appartiennent à la province géologique du Supérieur. Cette dernière a été métamorphisée lors de l'orogénèse kénoraniennne, il y a 2,6 milliards d'années (Stevenson, 1968). Elle est composée de granodiorites, de porphyres granodioritiques ainsi que d'enclaves d'amphibolites. Les formations archéennes de la province du Supérieur se poursuivent à l'est sous les roches protérozoïques de la Fosse du Labrador (Bérard, 1965).

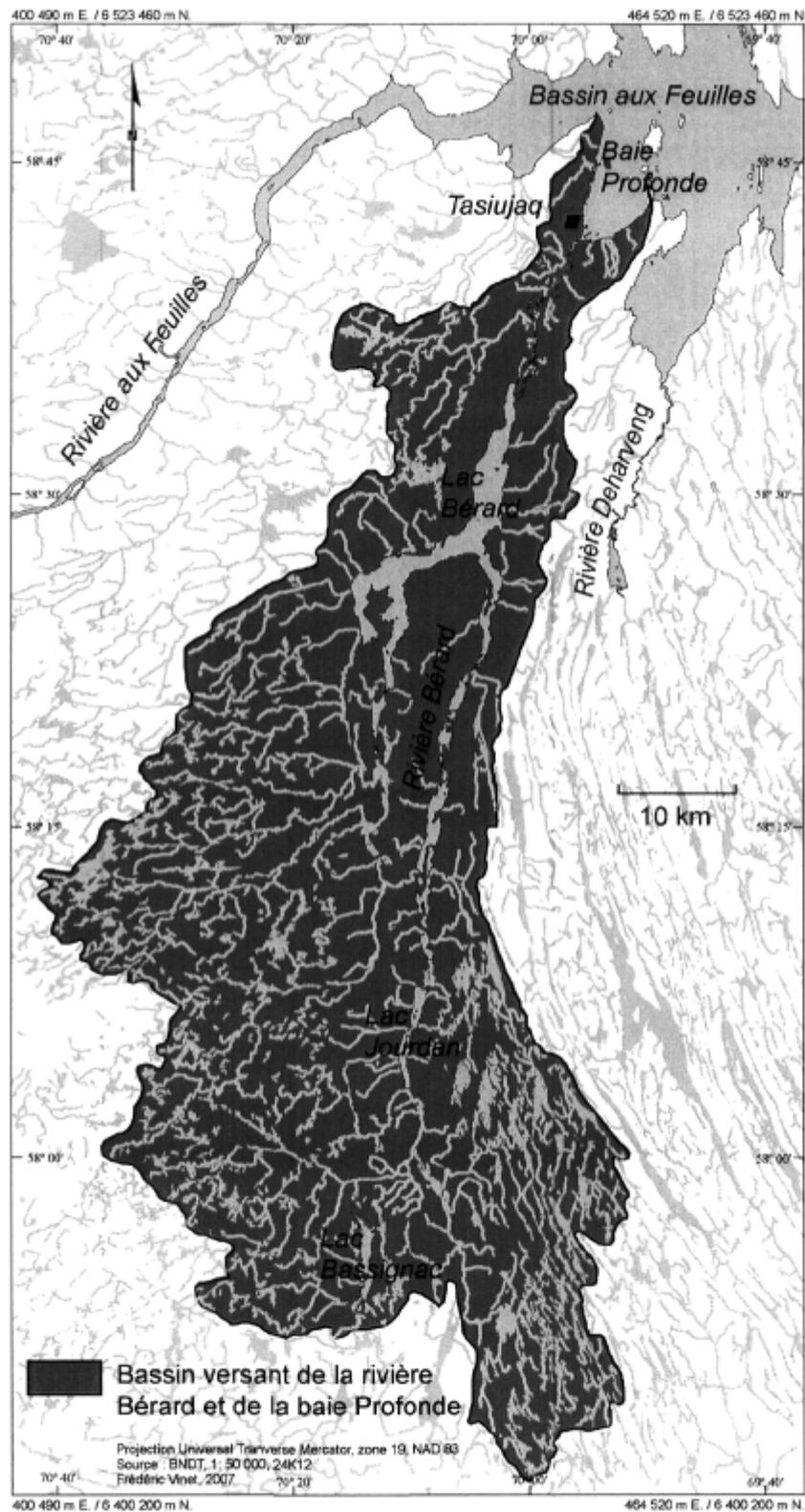


Figure 1.2 : Bassin versant de la rivière Bérard et de la baie Profonde.

1.2 Physiographie

Le relief de la vallée de la rivière Bérard est fortement lié à la lithologie (Bérard, 1965). Le socle archéen présente une topographie régulière avec des sommets arrondis qui s'élèvent jusqu'à 300 m d'altitude. Le contact entre les deux ensembles géologiques est marqué par une pente forte qui borde le lac Bérard puis s'éloigne de la vallée centrale en aval (Figure 1.3). Le secteur occupé par les roches protérozoïques présente des crêtes étroites et parallèles, orientées selon un axe nord-sud. Les lithologies variées et parfois friables de la Fosse du Labrador rendent le relief plus irrégulier (Bérard, 1965).

En amont du lac Bérard, la vallée prend la forme d'une auge dont les versants abrupts ont été lessivés durant la régression marine postglaciaire. La vallée s'élargit vers l'embouchure de la rivière où la topographie est caractérisée par une série de talus d'érosion, parallèle à la côte actuelle (Gray et Pilon, 1979; Lauriol, 1982). Quelques massifs rocheux émergent des dépôts meubles de part et d'autre du cours inférieur de la Bérard. En bordure de la baie Profonde, le littoral est caractérisé par un large estran où abondent des blocs de tailles métriques.

1.3 Climat

Le climat subarctique de la péninsule d'Ungava est caractérisé par des hivers longs et froids ainsi que par des étés courts. En effet, les conditions hivernales s'étendent sur près de huit mois avec une durée moyenne de couverture de neige au sol d'environ 240 jours alors que la période entre le dégel et le regel des lacs n'est que de 120 jours (Wilson, 1971). Le climat de la région côtière est fortement influencé par la proximité de la baie d'Ungava et du détroit d'Hudson. Humide en été, le climat devient davantage continental lorsque ces étendues d'eau sont gelées (Lévesque *et al.*, 1990).



Figure 1.3 : Modèle numérique d'élévation de la vallée de la rivière Bérard. Le tracé blanc indique la rencontre entre les roches archéennes à l'ouest et les roches protérozoïques à l'est.

Une station d'enregistrement des températures atmosphériques (TSJQ-157) du Centre d'études nordiques, installée à l'aéroport de Tasiujaq, a permis d'obtenir des données climatiques locales, auparavant estimées à partir de la station de Kuujjuaq (Gray et Pilon, 1976 ; Gray *et al.*, 1979 et Pilon *et al.*, 1979). Seules les données des années 2003 à 2005 sont cependant disponibles de façon continue pour la station de Tasiujaq. Pour ces deux années consécutives, la température moyenne annuelle est de $-5,04\text{ }^{\circ}\text{C}$. Le mois le plus froid est janvier avec une température moyenne journalière de $-23,36\text{ }^{\circ}\text{C}$ alors que juillet est le mois le plus chaud avec une température moyenne journalière de $11,24\text{ }^{\circ}\text{C}$. L'indice de gel annuel est évalué à 3070,21 degrés-jours alors que l'indice de dégel n'est que de 1226,55 degrés-jours. Bien qu'il soit difficile de faire une extrapolation à cause des facteurs locaux, la quantité de précipitation à Tasiujaq s'approche probablement des 526,8 mm (Environnement Canada) reçus à Kuujjuaq dont près de la moitié est sous forme de neige (Gray et Pilon, 1976).

1.4 Végétation et pergélisol

La vallée de la rivière Bérard se trouve à la limite nord de la zone de pergélisol discontinu et répandu (Allard et Séguin, 1987), bien que son cours inférieur soit considéré par plusieurs auteurs comme une zone de pergélisol continu (Gangloff *et al.*, 1976 ; Gray *et al.*, 1979 et Pilon *et al.*, 1979). Des mesures thermiques ont montré que le pergélisol au sud de la baie aux Feuilles s'étend à plus de 200 m de profondeur (Gray et Pilon, 1976 ; Gray *et al.*, 1979). Plusieurs formes telles que les fentes de gel, les polygones à coins de glace, les ostioles et les buttes saisonnières à noyau de glace attestent de la présence de sols gélifs (Allard et Séguin, 1987) dans la région d'étude.

La latitude de la région de Tasiujaq correspond aussi à la limite septentrionale où la toundra arbustive laisse définitivement place à la toundra arctique (Payette, 1976). La limite nordique des arbres se trouve à environ 50 km au sud du village de Tasiujaq, bien que quelques krumholz soient toujours présents dans la région d'étude. La végétation au nord du lac Bérard est principalement composée de mousses, de lichens et d'arbustes dont les plus communs sont *Alnus crispa*, *Betula glandulosa* et *Salix spp.* (Gray *et al.*, 1979).

1.5 Hydrologie

1.5.1 Réseau hydrographique

La rivière Bérard est l'un des principaux tributaires du bassin aux Feuilles. Son bassin versant couvre une superficie d'environ 2 600 km² et s'étend jusqu'à plus de 100 km au sud de Tasiujaq (Figure 1.2). Dans son cours inférieur, la rivière s'écoule sur environ 20 km depuis sa sortie du lac Bérard. Ce dernier est lui-même alimenté par une série de lacs reliés entre eux qui s'écoulent depuis le lac Bassignac jusqu'au bras est du lac Bérard. La rivière aux Phoques, qui s'écoule depuis le plateau archéen, rejoint la Bérard à environ 7 km en aval du lac Bérard. Le cours inférieur de la rivière rejoint la baie Profonde à l'est de Tasiujaq.

Le courant rapide de la rivière est dû à la forte pente entre le lac Bérard et la baie Profonde. Toutefois, il est régularisé en amont par la présence de nombreux lacs emprisonnés dans les dépôts meubles et par une végétation plus dense dans le secteur du lac Jourdan. Les lacs sont généralement dégagés de glace au début juillet à l'exception des grands lacs situés dans la vallée centrale, qui sont déglacés plus tôt à cause de la force des courants. L'extrémité nord du lac Bérard, par exemple, est généralement libérée des glaces vers le 20 juin (Bérard, 1965).

1.5.2 Régime marégraphique

Le bassin aux Feuilles est un environnement estuarien macrotidal où l'amplitude moyenne des marées est d'environ 12 m. Le marnage atteint plus de 17 m lors des grandes marées (Lauriol, 1982 ; Archer et Hubbard, 2003). La forme d'entonnoir de la baie d'Ungava contribue à amplifier les marées vers le sud-ouest jusqu'au bassin aux Feuilles (Archer et Hubbard, 2003). Ce grand marnage marégraphique laisse place à de larges estrans dans les baies profondes qui bordent le bassin aux Feuilles. L'amplitude des marées a aussi pour effet de briser continuellement le couvert de glace qui se forme sur le bassin dès la fin octobre (Wilson, 1973).

2 Matériels et méthodes

Une première reconnaissance de la région d'étude a été effectuée par photo-interprétation. Cette méthode a permis de réaliser une cartographie préliminaire des dépôts superficiels et des formes de terrain. Les travaux de terrain menés aux étés 2004 et 2005 ont ensuite permis qu'acquérir des données géomorphologiques, sédimentologiques et altimétriques. Les analyses en laboratoire qui ont suivi ont permis de caractériser les environnements sédimentaires par des analyses granulométriques et radiochronologiques.

2.1 Photo-interprétation

La photo-interprétation a été effectuée à l'aide d'un stéréoscope à miroirs *Wild ST-4* sur deux séries de photographies aériennes. Une couverture photographique au 1 : 35 000 (Tableau 1), réalisée par le *Ministère de l'énergie, des mines et des ressources Canada* en 1949, a servi à l'interprétation des formes de terrains. Les formes glaciaires, fluvio-glaciaires, littorales et fluviales ont été repérées puis tracées sur une feuille acétate superposée à chaque photographie aérienne.

Tableau 1 : Couverture de photographies aériennes à l'échelle 1 : 35 000, *Ministère de l'énergie, des mines et des ressources Canada*, 1949.

No. de rouleau	No. de photographie
A12087	149 à 154; 158 à 163
A12090	109 à 113
A12163	71 à 75
A12318	89 à 91

Le même procédé a été utilisé sur la couverture de photographies Q02002 163 à 194 (2002) à l'échelle 1 : 10 000 de *Ressources naturelles Québec* pour la photo-interprétation des dépôts de surface. Près de vingt classes de dépôts se rattachant notamment à des environnements glaciaires, glacio-marins, marins, intertidaux et fluviaux, ont été répertoriées.

2.2 Cartographie

Une mosaïque a été réalisée pour chacune des couvertures de photographies aériennes. Les photographies ont d'abord été numérisées à haute résolution puis recadrées afin de soustraire les bordures et les zones périphériques davantage déformées. Les photographies numérisées ont ensuite été géoréférencées à l'aide du logiciel *ArcMap 9.1* de *ESRI*. Les cartes numériques vectorielles O24L et O24K au 1 : 250 000 et la carte 24 K 12 au 1 : 50 000 de la *Base nationale de données topographiques* (BNDT) ont servi de référence géospatiale à la création des deux mosaïques.

Les formes de terrains et les dépôts de surface tracés sur acétates ont ensuite été reportés sur leur mosaïque respective. D'autres éléments du paysage tels que les routes, les infrastructures et les cours d'eau ont aussi été représentés. L'ensemble des informations a été intégré à la base de donnée cartographique sous forme de couches distinctes de polygones (aire), de lignes et de points. La mise en forme finale des deux cartes a été complétée avec le logiciel *Adobe Illustrator 10*.

2.3 Travaux de terrain

Dix coupes stratigraphiques ont été rafraîchies en bordure de la rivière, dont huit se trouvent sur la rive est (Figure 2.1). Leur position a été déterminée de façon à représenter l'ensemble des terrasses, délimitées par la présence de plusieurs talus d'érosion. Les unités stratigraphiques ont été décrites selon leurs lithofaciès, leurs textures et la nature des contacts qu'elles présentent entre elles. Chaque unité a aussi été échantillonnée afin de procéder à des analyses sédimentologiques. Quelques tranchées et plusieurs dizaines de

trous de pelle, répartis sur l'ensemble de la région d'étude, ont aussi été creusés afin de vérifier l'exactitude de la photo-interprétation des dépôts superficiels.

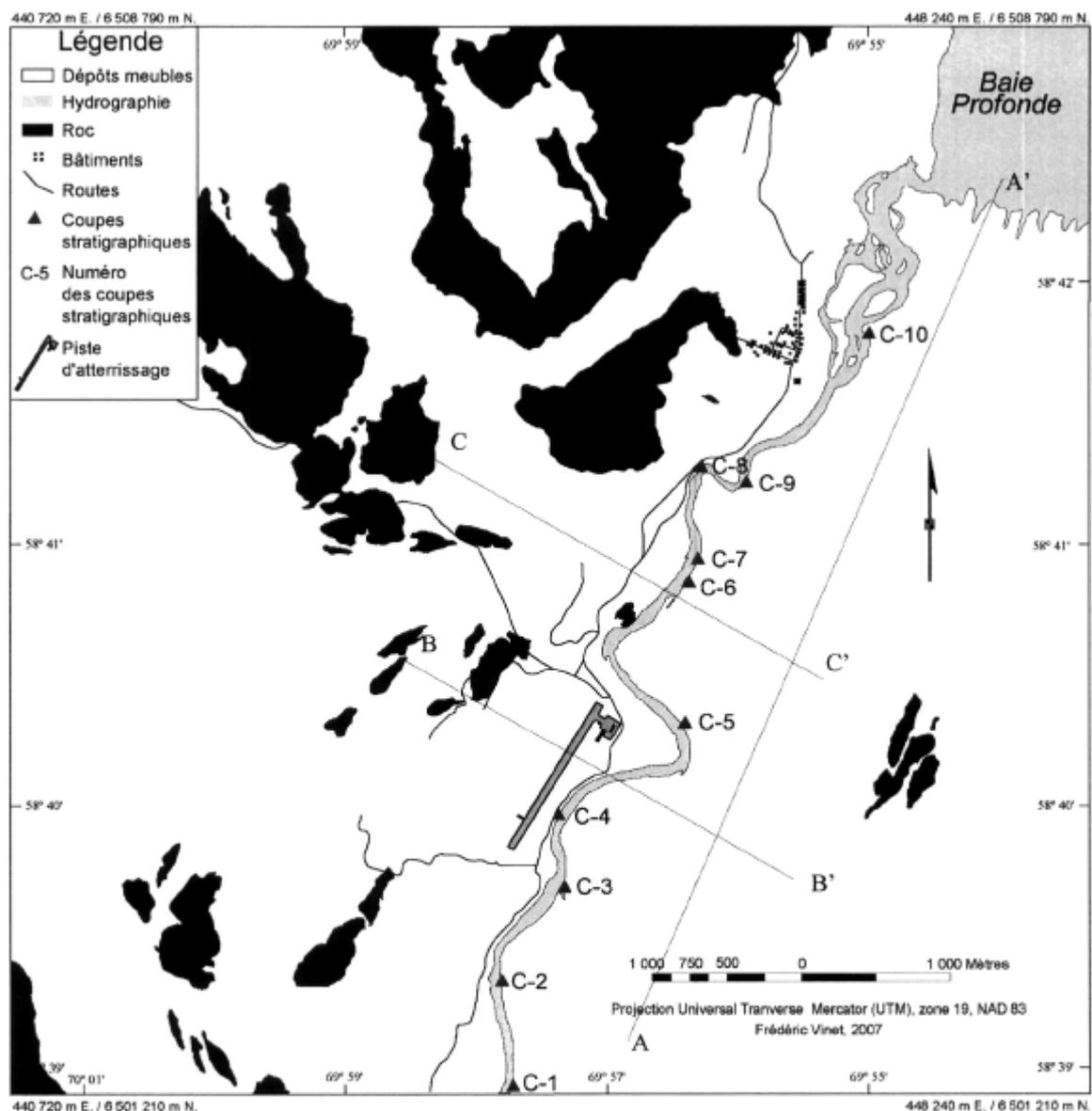


Figure 2.1 : Localisation des coupes stratigraphiques le long du cours inférieur de la rivière Bérard. Les traits pointillés indiquent la localisation des transects A-A', B-B' et C-C' (chapitre 4).

L'altitude des coupes stratigraphiques et des formes associées à une position du niveau marin, à savoir les deltas perchés, les cordons de blocs glaciels, les crêtes de plages soulevées et les surfaces de terrasses marines (Gangloff *et al.*, 1976; Lauriol *et al.*, 1979; Lauriol, 1982), a été mesurée à l'aide d'un altimètre barométrique dont l'erreur est inférieure à un mètre. L'altimètre a été calibré plusieurs fois par jour et l'erreur d'altitude accumulée entre chaque calibration a été notée. Par la suite, le taux de dérivation entre chaque calibration, associé à la variation de la pression atmosphérique, a été calculé et les corrections nécessaires ont été apportées aux altitudes mesurées. La surface de la piste d'atterrissage de Tasiujaq a servi d'altitude de référence (30,5 m) à l'ensemble des points de mesure, du à sa position centrale dans la vallée. Un appareil GPS a aussi été utilisé pour localiser les coupes stratigraphiques, les tranchées et les formes de terrain.

2.4 Analyses granulométriques

Des analyses granulométriques ont été effectuées afin d'établir la fréquence des différentes tailles de particules qui composent les dépôts (Hadjouis, 1987). Les échantillons ont d'abord été séchés à l'air libre durant plus de 72 heures puis divisés en sous-échantillons à l'aide d'un séparateur. Les procédures appliquées lors du prétraitement des sous-échantillons sont tirées du manuel d'analyses granulométriques du laboratoire de sédimentologie du Département de géographie de l'Université Laval (Tremblay *et al.*, 1997). D'abord, la magnétite a été retirée des sous-échantillons à l'aide d'un aimant et d'un agitateur. La matière organique a ensuite été éliminée dans un four *Thermolyne 1400* à une température de 600 °C. Les carbonates (CaCO_3) ont été dissous dans une solution de HCl (10%) et d'eau déminéralisée. Les sous-échantillons ont ensuite été pesés puis divisés en trois fractions à l'aide de tamis de 4 Φ et de 0 Φ agités par un brasseur mécanique.

Les particules supérieures à 1000 μm (0 Φ) ont par la suite été tamisées dans une colonne composée de tamis avec des ouvertures de -4 Φ , -3.5 Φ , -3 Φ , -2 Φ , -2.5 Φ , -2 Φ , -1.5 Φ , -1 Φ et -0,5 Φ . Les particules comprises entre 63 μm (4 Φ) et 1000 μm (0 Φ) ont été tamisées dans une autre colonne composée de tamis plus fins dont les ouvertures sont de 0.5 Φ , 1 Φ ,

1.5 Φ , 2 Φ , 2.5 Φ , 3 Φ et 3.5 Φ . Après vingt minutes de brassage, les deux colonnes ont été vidées et le contenu de chaque tamis a été pesé individuellement.

Les particules dont la taille est inférieure à 63 μm ont été analysées avec un sédigraphe aux rayons X, model 5100 de *Micromeritics* (Singer *et al.*, 1988; Coakley et Syvitski, 1991). Pour chaque sous-échantillon, deux grammes de pelites ont été immergés dans une solution de métaphosphate de sodium (5%) pour permettre la défloculation des particules. L'analyse au sédigraphe a ensuite été effectuée à deux reprises pour chaque sous-échantillon afin de s'assurer de la validité des résultats.

Les résultats des deux méthodes ont ensuite été joints pour calculer les paramètres granulométriques. La moyenne, l'indice de tri (écart-type), le coefficient de dissymétrie (skewness) et le coefficient d'acuité (kurtose) ont été calculés selon la méthode de Folk et Ward (1957) à l'aide du logiciel Gradistat (Blott et Pye, 2001).

2.5 Datations radiocarbone

Treize échantillons de matériel biogène, récoltés dans les coupes stratigraphiques et dans les tranchées, ont été soumis au laboratoire de radiochronologie du Centre d'études nordiques de l'Université Laval. La radioactivité (β) y a été mesurée dans un compteur à scintillation liquide et les âges ont été calculés selon la demi-vie de Libby (5568 ans). Les âges bruts obtenus (^{14}C) ont ensuite été corrigés pour les convertir en années calendaires (cal. BP) où 0 ka cal. BP est égale à 1950.

Dans un premier temps, les âges bruts ont été corrigés pour contrer l'effet du fractionnement isotopique. Ce dernier a pour effet d'enrichir ou d'appauvrir en isotopes un organisme par rapport à d'autres. Les âges ont donc été normalisés au $\delta^{13}\text{C}$ de l'étalon PDB ($\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$) en utilisant le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$) de chaque type de matériel daté pour établir la valeur de la correction à ajouter. Une fois cette correction effectuée, l'âge des échantillons est dit conventionnel (Stuiver et Polach, 1977). Par la suite, le logiciel *Calib 5.0.2* a été utilisé pour convertir les âges conventionnels (BP) en âges calendaires (cal. BP). Cette calibration est basée sur la distribution de probabilité de l'âge réel d'un

échantillon par rapport à une courbe de référence (Stuiver et Reimer, 1993). Pour les organismes marins, la calibration tient aussi compte du vieillissement engendré par l'effet réservoir. Ainsi, une valeur d'environ 400 ans est soustraite à l'âge de l'échantillon afin de compenser pour la séquestration de vieux carbone dans les eaux marines. De plus, il existe aussi un vieillissement engendré par un réservoir régional (ΔR) (Barber *et al.*, 1999). Afin d'établir la valeur moyenne de l'effet réservoir régional, cinq dates situées sur les côtes ouest et sud-ouest de la baie d'Ungava ont été utilisées (Tableau 2) (McNeely *et al.*, 2006). Une valeur de 118 ± 40 ans BP, correspondant au ΔR moyen, a été soustraite en plus des 400 ans associés au réservoir global (intégré à la calibration de *Calib 5.0.2*).

Tableau 2 : Réservoir marin local et delta R moyen.

No. de laboratoire	Âge ^{14}C BP	ΔR	Position
CAMS-46551	450 ± 40	-20 ± 40	64° 13' 59,9" N; 76° 33' 00,0" O
UCIAMS-6570	565 ± 20	90 ± 20	58° 55' 00,1" N; 69° 01' 00,1" O
UCIAMS-6571	590 ± 20	120 ± 20	58° 49' 59,9" N; 68° 18' 00,0" O
TO-8019	660 ± 50	190 ± 50	58° 37' 00,1" N; 67° 51' 00,0" O
TO-8036	680 ± 70	210 ± 70	58° 54' 29,9" N; 68° 58' 59,9" O
		ΔR moy. : 118 ± 40	

Par ailleurs, plusieurs datations provenant de travaux antérieurs (Gangloff *et al.*, 1976; Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993) ont aussi été utilisées dans la construction d'une courbe d'émersion. Pour chacune de ces dates, des vérifications ont été faites afin de s'assurer que les âges calculés par les divers laboratoires étaient exprimés en âge conventionnel (BP). Dans le cas contraire, les corrections nécessaires ont été apportées (Stuiver et Polach, 1977). Par la suite, les procédures de calibrations décrites précédemment ont été appliquées afin de convertir les âges en années calendaires (cal. BP) et ainsi permettre la mise en place d'une chronologie cohérente.

3 Résultats

3.1 Formes de terrain

Au cours de l'Holocène, plusieurs événements furent responsables de l'évolution géomorphologique de la vallée de la rivière Bérard. La dernière phase d'écoulement glaciaire, l'ablation de l'Inlandsis laurentidien, les variations du niveau marin relatif et la migration des méandres des cours d'eau se sont succédés et ont laissé leur empreinte dans le paysage actuel de la vallée. Les formes de terrain mises en place au cours de ces événements sont illustrées sur la *Carte morphosédimentaire de la région de Tasiujaq* (Figure 3.1).

3.1.1 Les formes glaciaires

L'orientation des formes glaciaires profilées telles que les stries, les crags-and-tails, les drumlinoïdes et les cannelures géantes est un indicateur permettant d'établir le sens de l'écoulement glaciaire. Les formes directionnelles répertoriées dans la région d'étude montrent trois directions d'écoulement glaciaire. La première direction a été relevée à partir de crags-and-tails de plusieurs kilomètres de longueur mis en place sur les crêtes rocheuses à l'est du lac Bérard (Figure 3.2a). Déjà observées par Lauriol (1982), ces formes présentent une direction d'écoulement glaciaire d'environ 030°, transversale à l'orientation nord-sud de la vallée. Des sillons glaciaires de même orientation ont aussi été relevés entre la baie Rouge et la baie Profonde (Figure 3.2b). Ces derniers, atteignant dans certains cas une profondeur de plus de 1,5 m, sont en plus marqués de stries de même direction. Une seconde direction d'écoulement glaciaire a été identifiée par la présence de quelques drumlinoïdes situés à l'ouest de la vallée sur le plateau archéen. Ces formes, composées de dépôts glaciaires profilés, sont grossièrement parallèles entre elles et montrent une direction d'écoulement d'environ 044°. Enfin, une direction de 055° a été relevée sur des stries situées au fond d'un canal de drainage dans le village de Tasiujaq, directement à l'ouest de l'embouchure de la Bérard.

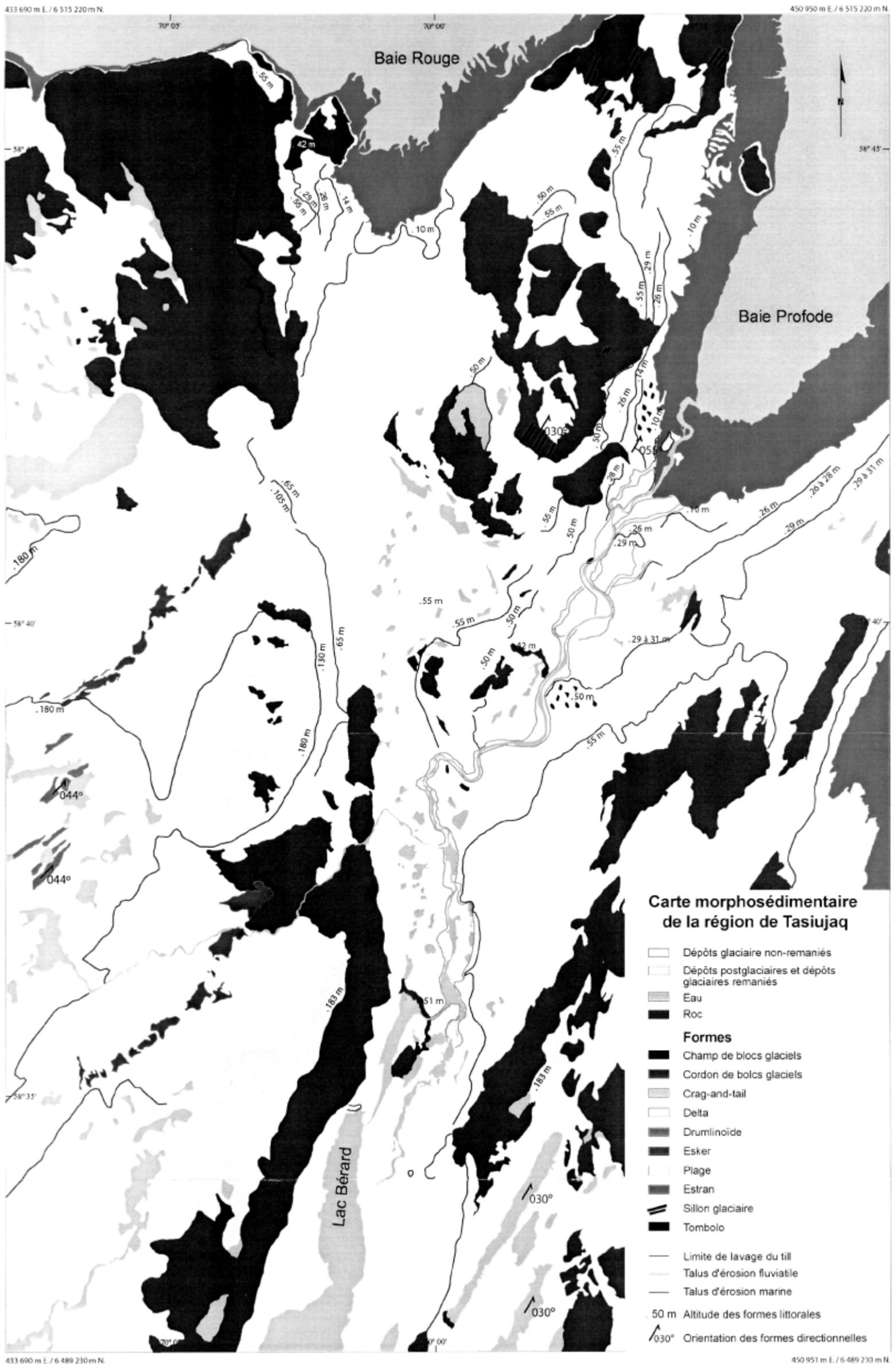


Figure 3.1 : Carte morphosédimentaire de la région de Tasiujaq.

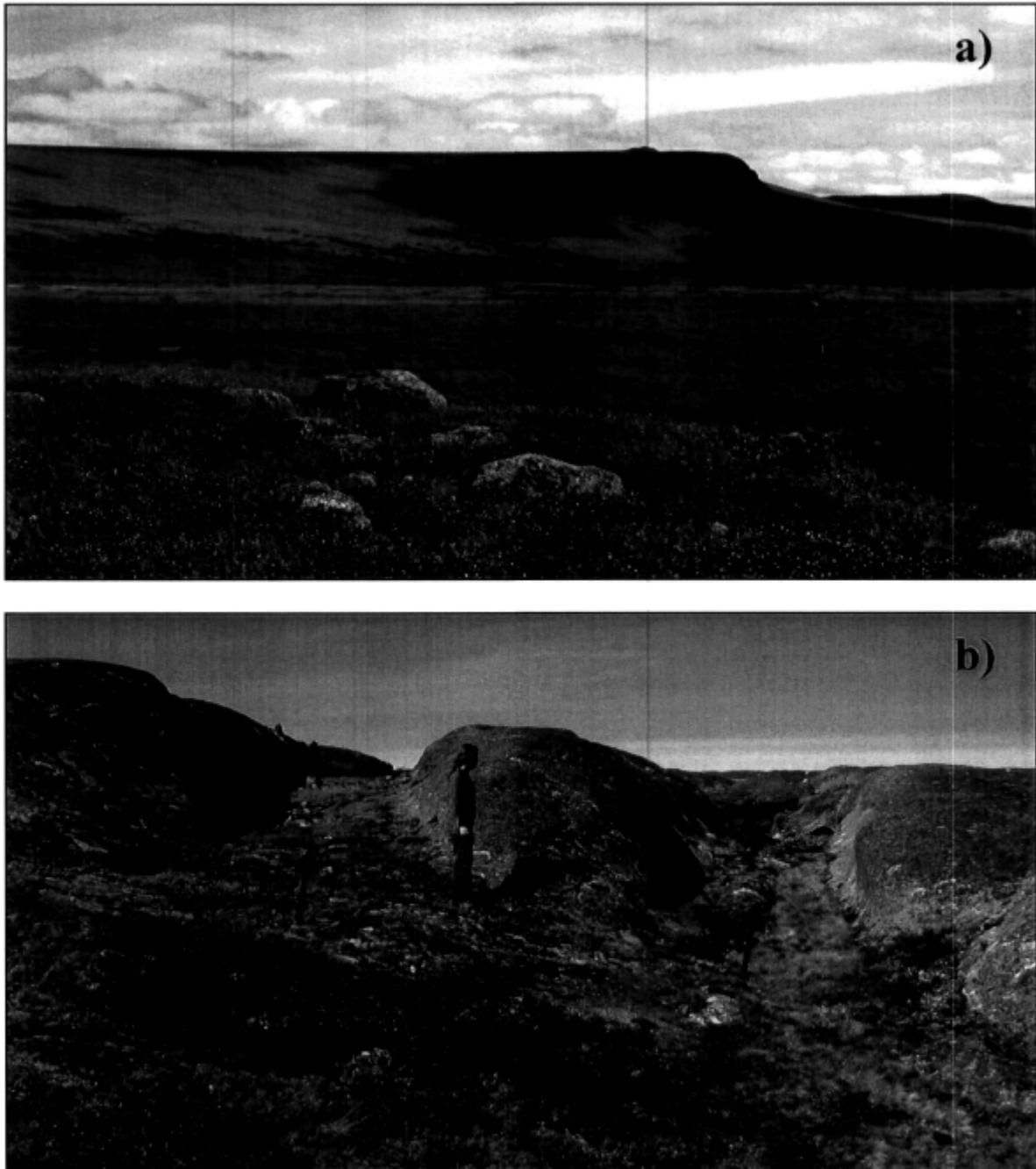


Figure 3.2 : Formes profilées dans le sens de l'écoulement glaciaire : a) Crag-and-tail à l'est du lac Bérard. b) Sillons glaciaires à l'ouest de la baie Profonde. Les flèches indiquent le sens de l'écoulement glaciaire.

L'orientation des formes directionnelles relevées dans la région d'étude concorde avec les directions mesurées antérieurement dans le secteur du bassin aux Feuilles. Par exemple, Gangloff *et al.* (1976) ont noté une direction d'écoulement de 045° en bordure de la baie Rouge alors que Gray et Lauriol (1985) ont observé des directions d'écoulement de 033° et 057° dans le secteur du lac Jourdan et de 032° et 055° en bordure de la baie aux Feuilles. Ainsi, les directions d'écoulements glaciaires d'environ 030°, 045° et 055° relevées le long du cours inférieur de la rivière Bérard sont identifiables à plusieurs endroits dans la région, en bordure du bassin aux Feuilles, et montrent un écoulement vers le nord-est.

3.1.2 Les formes associées à la fonte de l'Inlandsis laurentidien

On retrouve dans la vallée de la rivière Bérard plusieurs formes mises en place lors de la fonte de l'Inlandsis laurentidien, notamment des eskers, des deltas glacio-marins et glacio-lacustres, des kames et des gorges fluvio-glaciaires (Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1987). Quelques-unes de ces formes ont été relevées dans la région immédiate de Tasiujaq.

Dans le secteur ouest de la région d'étude, deux eskers parallèles, orientés à environ 044°, montrent un écoulement des eaux de fonte vers le nord-est (Figure 3.1). Ils s'étendent sur une longueur de plus de cinq kilomètres sous la limite marine jusqu'à une altitude d'environ 130 m. Ils se présentent sous forme de tronçons discontinus, de quelques centaines de mètres chacun, dont la crête a été remaniée lors de la régression forcée de la mer d'Iberville (Figure 3.3a). Une série de plages de galets, dont la plus élevée se trouve à 135 m d'altitude, a d'ailleurs été mise en place au front de l'esker le plus au nord lors de l'émersion postglaciaire.

En aval des tunnels sous-glaciaires, à l'origine de la mise en place des eskers, se sont édifiés des deltas glacio-marins (Lauriol, 1982). Un de ces deltas est perché à 105 m d'altitude directement au front de l'esker situé le plus au nord (Figure 3.3b). De plus, un second delta glacio-marin a été observé à environ 50 m d'altitude sur la rive ouest, à proximité de la rivière. Bien que ce dernier ne soit pas directement lié à un esker, l'axe dans lequel il se trouve montre qu'il est vraisemblablement issu de l'esker situé au sud-ouest de la région d'étude (Figure 3.1).

Ces formes ont été mises en place à la rencontre de la marge glaciaire et du milieu marin au début de la transgression ibervilienne. En effet, leur édification fut complétée avant que la mer d'Iberville n'atteigne son extension maximale puisque la glace retenait toujours les eaux marines, tel qu'en témoigne la présence des deux eskers.

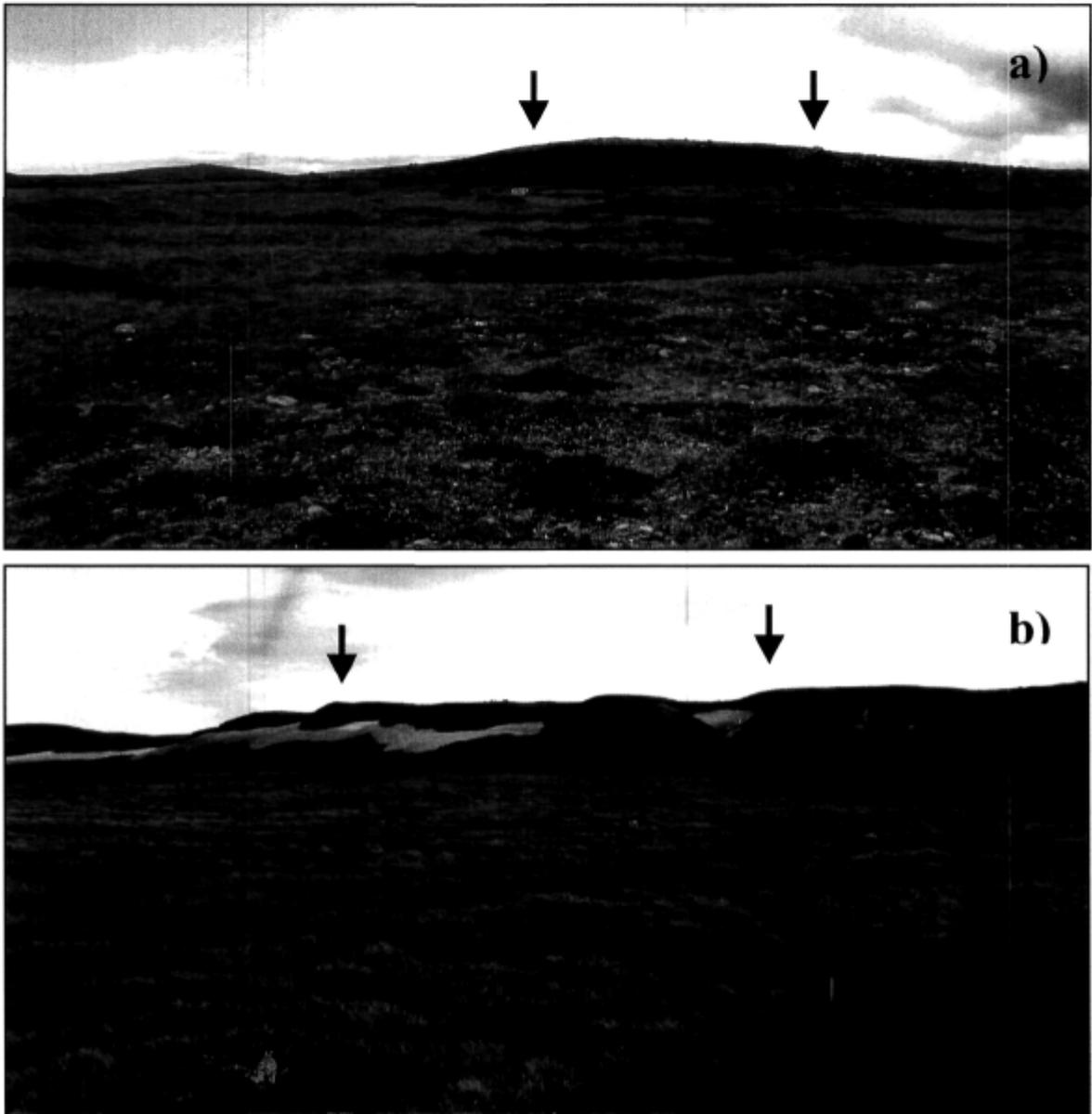


Figure 3.3 : Formes de terrain associées à la fonte de l'Inlandsis laurentidien. a) Crête de l'esker nord situé sur la rive ouest de la vallée à environ 150 m d'altitude. b) Delta glacio-marin situé à l'extrémité de l'esker nord.

3.1.3 La limite marine

Dans la région d'étude, la limite marine est identifiable par la limite de délavage du till observée sur le versant bordant la rive est du lac Bérard (Figure 3.4a). L'altitude de la limite marine à cet endroit est d'environ 183 m, tel que mesuré par Lauriol (1982). À certains endroits, la mer n'a pu éroder l'ensemble des dépôts pour former une limite de lavage. Toutefois, le pied du talus d'érosion marine le plus élevé peu permettre d'identifier l'altitude de la limite marine ou du moins d'établir une valeur minimale au-delà de laquelle la mer n'aurait pas laissé de trace (Lauriol, 1982). Par exemple, un talus d'érosion associé à la limite marine s'élève à 177 m d'altitude sur la rive ouest de la Bérard, soit 6 m sous la limite de délavage du till (Figure 3.4b).

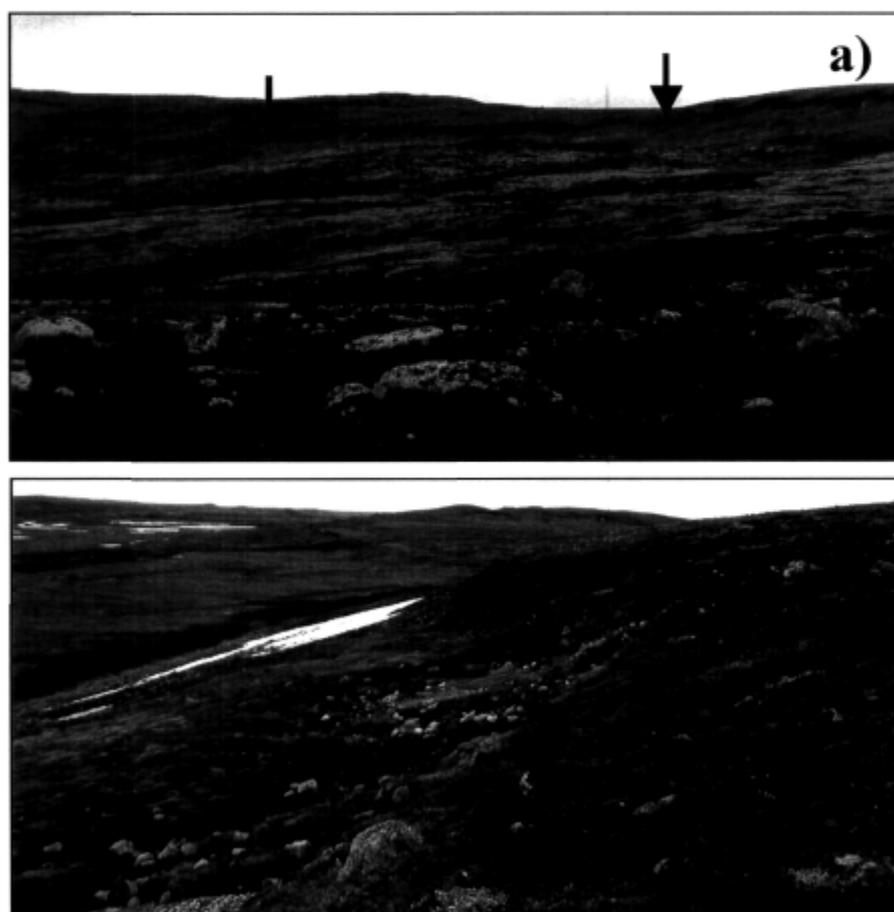


Figure 3.4 : Formes de terrain associées à la limite marine. a) Limite de délavage du till à l'ouest du lac Bérard. b) Talus d'érosion marine le plus élevé. Les flèches indiquent l'altitude maximale atteinte par la mer d'Iberville.

3.1.4 Les formes littorales

Outre les formes associées à l'extension maximale de la mer d'Iberville, plusieurs autres formes littorales ont été construites le long des côtes lors de la régression forcée. Certaines de ces formes, à savoir les cordons de blocs glaciels, les champs de blocs glaciels, les deltas et les talus d'érosion marine sont des indicateurs d'une stabilité temporaire, plus ou moins brève, du niveau marin, considérant le temps nécessaire à leur édification (Lauriol, 1982). Afin de retracer ces positions marines, l'altitude des formes littorales a été mesurée à l'aide d'un altimètre barométrique. Dans certains cas, l'altitude des formes a aussi pu être déterminée à partir de cartes topographiques à l'échelle de 1 : 2 000 sur lesquelles l'équidistance des courbes de niveau est de deux mètres et sur lesquelles plusieurs points cotés sont disponibles. La Figure 3.5 illustre l'altitude des formes littorales mesurées. Cette compilation laisse voir une dizaine de niveaux prédominants (N_{1-10}), lesquels témoignent probablement de pauses ou de temps de ralentissement apparent dans l'émersion post-glaciaire (Lauriol, 1982; Allard et Fournier, 1992).

Ces dix niveaux marins (N_{1-10}) identifiés dans la vallée de la rivière Bérard se retrouvent aussi les vallées voisines à des altitudes comparables et confirment l'existence d'une position marine. En effet, bien que les niveaux supérieurs soient difficilement comparables entre différents secteurs à cause de la différence dans l'altitude de la limite marine et du taux d'émersion initial, les niveaux inférieurs ont tendance à s'homogénéiser puisque les courbes d'émersion viennent à se superposer à de plus faibles altitudes (Gray *et al.*, 1993). La répartition des constructions littorales du sud-ouest de la baie d'Ungava, réalisée par Lauriol (1982), illustre bien ce phénomène.

Le niveau N_1 correspond à l'altitude de la limite marine, soit entre 177 m et 183 m (Gangloff *et al.*, 1976; Lauriol, 1982). Il est identifié à la limite de délavage du till et correspond au pied du talus d'érosion le plus élevé. Un tombolo associé à la limite marine a également été observé par Gangloff *et al.* (1976) à environ 173 m d'altitude. Plusieurs deltas glacio-marins identifiés par Lauriol (1982) peuvent aussi être attribués à cette position. La différence d'altitude entre les formes littorales associées à la limite marine et l'inclinaison de la position marine qui en résulte témoignent d'un relèvement

glacio-isostatique différentiel (Figure 3.5). Effectivement, il semble que la rééquilibration postglaciaire augmente de 0,2 m/km vers l'amont de la vallée de la Bérard (Lauriol, 1982).

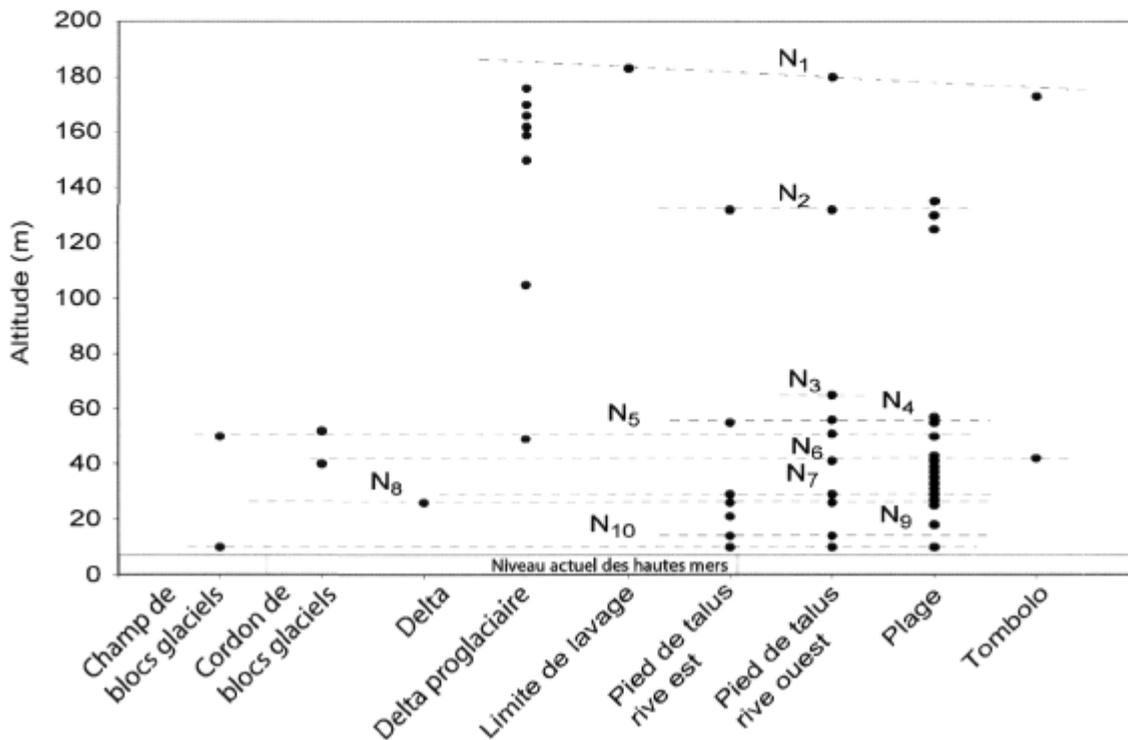


Figure 3.5 : Altitude des formes littorales et positions du niveau marin relatif.

Un second niveau marin (N_2) a été identifié grâce à la présence d'une importante terrasse de plus de 5 km de long qui s'étend à l'ouest de la rivière, entre le front des deux eskers (Figure 3.1). Le replat d'une largeur d'environ 500 m s'étend entre 135 m et 125 m d'altitude. Une terrasse de même altitude a aussi été observée à l'est du lac Bérard sur une distance de plus de 3 km. Cette position marine a également été relevée à proximité dans la vallée de la rivière aux Feuilles où une terrasse d'une longueur d'un kilomètre est perchée à environ 130 m (Lauriol, 1982).

Environ 20 m plus bas se trouve le delta glacio-marin qui s'élève à 105 m d'altitude. Ce dernier n'a pas été considéré comme un niveau marin prolongé puisque aucune autre forme littorale n'a été observée localement à cette altitude. L'élévation de ce delta proglaciaire a probablement été davantage déterminée par l'altitude du débouché du tunnel sous-glaciaire

de l'esker, à l'origine de son édification, plutôt que d'une position marine ultérieure. Néanmoins, la régression forcée a sans doute mené à un remaniement plus important de ce delta proglaciaire que de ceux de plus haute altitude dû à sa plus faible altitude, et par conséquent, à une régression moins rapide.

La position marine suivante (N_3) est retraçable à une altitude d'environ 65 m. Ce niveau correspond au pied de talus qui longe la terrasse de 130 m et qui marque aussi la base du front du delta d'esker situé le plus au nord (Figure 3.6). Aucune autre forme littorale n'est associée à ce niveau dans la région à l'étude puisque l'altitude de 65 m correspond en plusieurs endroits à un versant rocheux abrupt. Ce niveau marin a aussi permis la mise en place d'au moins quatre terrasses marines dans la vallée de la rivière aux Feuilles (Lauriol, 1982). Par ailleurs, cette position marine avait déjà été identifiée comme un rivage commun (60-70 m) pour le sud-ouest de la baie d'Ungava (Lauriol *et al.*, 1979).



Figure 3.6 : Positions marines N_1 (180 m), N_2 (130 m) et N_3 (65 m) au sud du village de Tasiujaq. Les flèches indiquent la position d'anciennes lignes de rivage.

La présence de plusieurs terrasses marines à une altitude de 55 m indique à nouveau un temps de stabilisation du niveau marin relatif (N_4). On les retrouve en bordure de la baie Rouge, au nord-ouest de la baie Profonde et en amont sur la rive est, au nord du lac Bérard.

S'ajoutent à ces terrasses des plages situées entre 55 m et 57 m d'altitude sur la rive ouest de la rivière (Figure 3.7). Une terrasse de même altitude est aussi présente dans la vallée du Koksoak, au sud-est de la région d'étude (Lauriol, 1982).

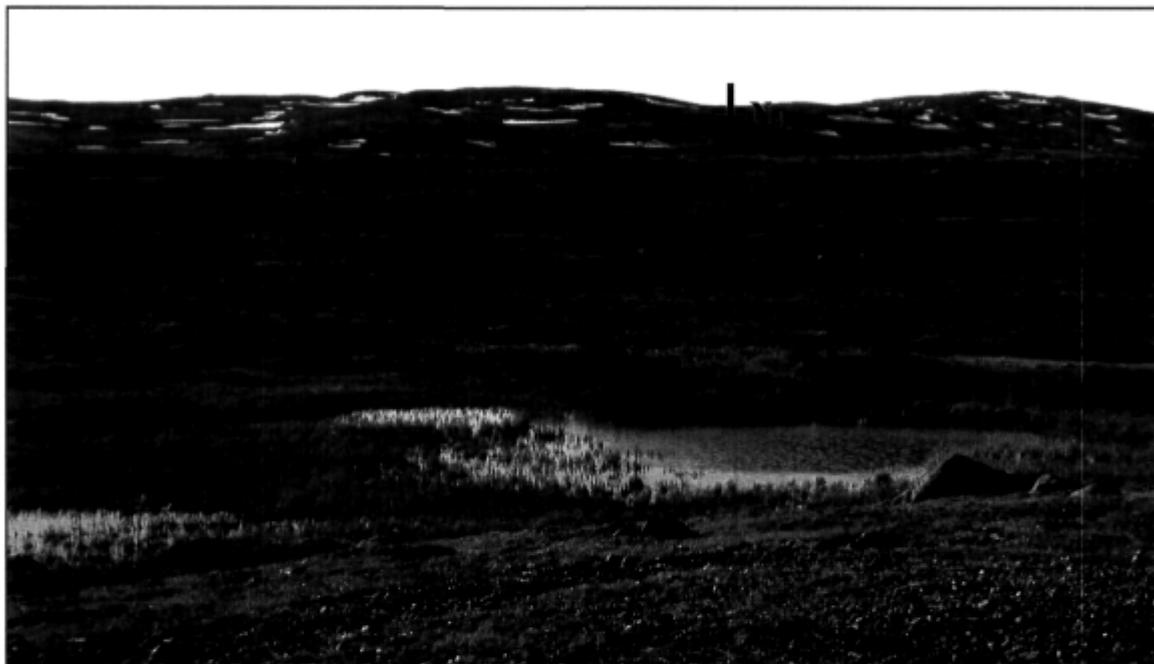


Figure 3.7 : Plage associée au niveau marin N₄ (55 m). La flèche indique la position de l'ancien rivage.

Pour sa part, le niveau N₅ est appuyé par la présence de terrasses et d'un delta perché à 50 m d'altitude (Figure 3.8). Ce dernier est en plus recouvert de quelques plages et de plusieurs blocs glaciels. En aval du lac Bérard, un cordon de blocs glaciels se trouve à une altitude légèrement plus élevée (51 m). Bien que ce dernier soit plus élevé que la position marine, il peut être associé à la même ligne de rivage. En effet, les radeaux de glace à l'origine de la formation de cordons sont poussés sur le haut de l'estran où les blocs sont ensuite délestés (Lauriol, 1982). Cette position marine correspond à celle de 60 m identifiée par Lauriol et Gray (1980), puisqu'il s'agit de l'altitude que les auteurs avaient attribuée au cordon de blocs.

Ensuite, le niveau N₆, s'élevant aux environs de 42 m est retraçable par une grande diversité de formes littorales. En effet, il est possible d'observer à cette altitude un tombolo de près d'un kilomètre de long, un talus d'érosion, des plages soulevées ainsi qu'un cordon de blocs glaciels. Ce dernier s'étend sur plus d'un kilomètre sur la rive ouest de la Bérard, parallèlement au rivage actuel. Selon Lauriol et Gray (1980), ce cordon de blocs aurait été mis en place vers 5000 ans BP. Ce niveau marin a aussi été identifié dans la région de North Arm, au nord du bassin aux Feuilles, où un autre cordon de blocs glaciels a été observé à cette altitude (Lauriol *et al.*, 1979).

Le niveau suivant (N₇) a été identifié grâce à la présence de deux terrasses marines situées à environ 30 m d'altitude, l'une étant située au nord du village sur la rive ouest et l'autre près de l'embouchure de la Bérard sur la rive est. Une importante série de plages située entre 29 m et 31 m (Figure 3.9) ainsi qu'un delta perché à 29 m d'altitude sur la rive est sont aussi associés à ce niveau marin. Seulement cinq mètres plus bas, une autre position marine est identifiable (N₈) par deux talus de terrasse dont l'un se trouve à l'ouest du village (Figure 3.10) et l'autre au nord. Une position marine située à 25 m d'altitude a aussi été identifiée en bordure de la rivière aux Feuilles par un cordon glacial. Les niveaux N₇ et N₈ avaient auparavant été considérés comme un niveau unique positionné entre 26 m et 33 m d'altitude (Lauriol *et al.*, 1979).



Figure 3.8 : Front de delta associé au niveau N_5 (50 m) et pied de talus présentant une petite plage de blocs correspondant au niveau N_6 (40 m).

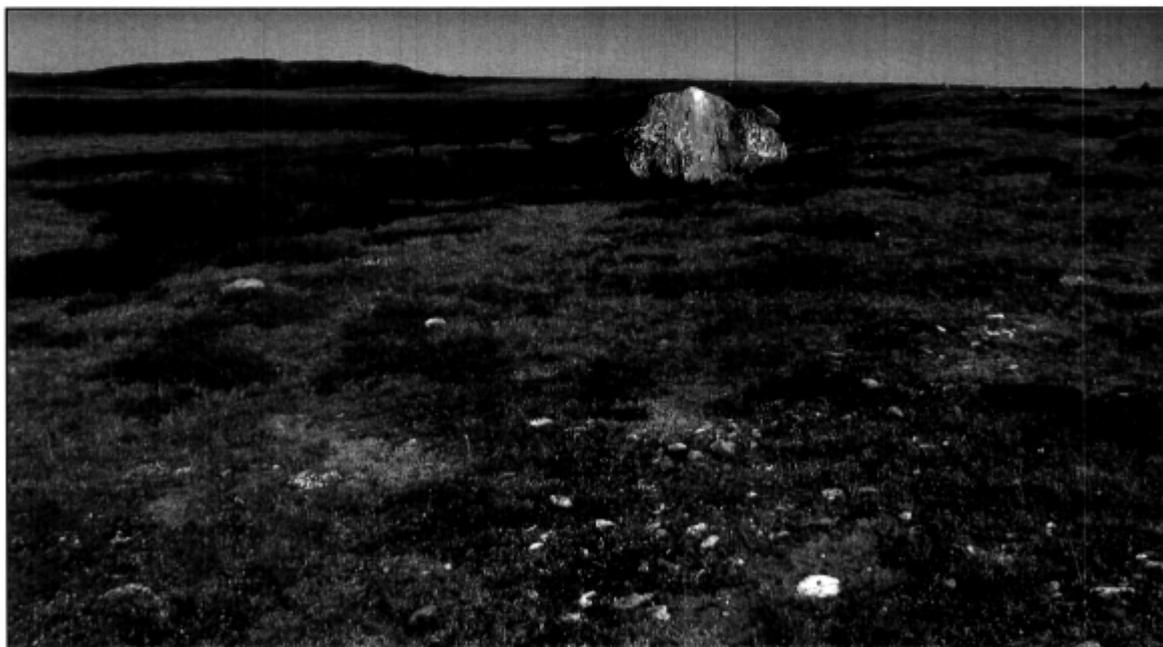


Figure 3.9 : Plage soulevée et ancien littoral associés au niveau N_7 (29 m).

Enfin, les deux derniers niveaux marins identifiables (N_9 et N_{10}) prennent la forme de zones intertidales subactuelles. Le premier (N_9) se trouve à 14 m d'altitude et forme une terrasse composée de buttes intertidales et d'alluvions littorales qui longe le nord-ouest du village de Tasiujaq (Figure 3.10). Cette position marine est aussi identifiable sur la rive est de la péninsule qui sépare la baie Rouge de la baie Profonde. Le second niveau (N_{10}) est situé à environ 10 m d'altitude où se trouvent des talus d'érosion de part et d'autre de la rivière ainsi que des plages et un champ de blocs glaciels. Ce niveau est aussi présent dans la vallée de la rivière aux Feuilles, à North Arm ainsi qu'à Aupaluk (Lauriol *et al.*, 1979). La plage actuelle se situe à 7 m d'altitude par rapport au niveau moyen de la mer et l'estran est couvert d'un nombre important de blocs glaciels de taille métrique (Lauriol et Gray, 1980).



Figure 3.10 : Terrasses marines associées aux niveaux marins N_8 (26 m) et N_9 (14 m). En arrière plan, un champ de blocs glaciels qui marque la position marine N_{10} (10 m).

Des mesures effectuées par Lauriol (1982) ont montré que plusieurs talus ne pouvaient être associés à une pause dans l'émersion des terres puisque les altitudes et le nombre de talus ne semblaient pas concorder de part et d'autre de la rivière. Néanmoins, il semble que les formes répertoriées aux environs de 180 m, 130 m, 65 m, 55 m, 50, 40 m, 29 m, 26 m, 14 m

et 10 m soient associés à des positions marines plus ou moins prolongées. La plupart de ces positions marines sont conformes aux formes ou à des niveaux marins déjà identifiés dans le secteur du bassin aux Feuilles et concordent avec la courbe d'émersion régionale. C'est-à-dire que la distance verticale entre les positions marines diminue avec l'altitude et reflète le ralentissement de l'émersion postglaciaire de la région côtière. Compte tenu du très grand marnage marégraphique qui prévaut dans la région (15-20 m), il faut aussi envisager que la plupart des formes indicatrices de niveaux marins sont associées au niveau approximatif des hautes mers; les formes aux niveaux inférieurs peuvent se chevaucher quelque peu dans leur durée. Cette situation est en tous points comparable à celle décrite sur la côte est de la baie d'Ungava par Allard *et al.* (1989) et par Fournier et Allard (1992).

3.1.5 Les formes fluviales

En réponse au relèvement glacio-isostatique postglaciaire, le cours inférieur de la rivière Bérard s'est encaissé dans les dépôts meubles pour rejoindre le niveau de la mer en régression forcée. La migration et l'encaissement des méandres ont mené à l'entaille de talus d'érosion et au dépôt de terrasses fluviales.

En amont du lac Bérard, la rivière est peu encaissée en raison de la présence de plusieurs lacs. En effet, ces derniers peuvent jouer un rôle de niveau de base local qui contrôle la limite inférieure d'un segment de rivière (Christopherson, 2000), cette dernière ne pouvant s'encaisser plus profondément que le niveau du lac dans lequel elle se déverse. En aval du lac Bérard, situé à environ 50 m d'altitude, le niveau de base de la rivière a été constamment déterminé par le niveau marin relatif, aucun seuil rocheux ne provoquant une chute ou un rapide. Les terrasses qui se sont développées en aval du lac Bérard sont de type non apparié. Ce type de terrasse est issu de l'encaissement continu et de la migration des méandres le long du tracé (Christopherson, 2000). Il en résulte une série de terrasses où chacune est légèrement plus basse que la précédente. En effet, à l'exception du niveau naturel du terrain à partir duquel la rivière a commencé à s'encaisser, aucune terrasse de même altitude n'est présente à la fois sur la rive est et sur la rive ouest. Par exemple, une terrasse subactuelle qui s'élève à environ un mètre au-dessus des alluvions toujours actives

est présente sur les berges convexes à des altitudes de 30 m, 22 m, 20 m, 15 m et 14 m. Pour leur part, les berges concaves, soumises à l'érosion, présentent un talus abrupt (Figure 3.11). Les autres niveaux de terrasses ne peuvent être associés à un même niveau fluvial puisque la migration des méandres n'en a préservé que des lambeaux isolés.



Figure 3.11 : Exemple de talus d'érosion et de terrasses fluviales le long du cours inférieur de la rivière Bérard. Les flèches indiquent la surface des terrasses. Du côté gauche, un talus d'érosion est présent dans la concavité du tracé.

Par ailleurs, la mise en place de talus d'érosion en bordure de rivière a aussi permis de retracer quelques anciens chenaux abandonnés. Ces derniers sont présents sur la rive ouest sur une terrasse fluviale située à environ 30 m d'altitude et au sud du village de Tasiujaq ou plusieurs petits chenaux sont présents tout près de l'embouchure de la Bérard. Sur la rive est, un ancien chenal est encaissé dans une terrasse de 29 m d'altitude. À son extrémité, cet ancien chenal s'élargit et laisse paraître la position d'une embouchure aujourd'hui perchée à environ 23 m d'altitude (Figure 3.12). De plus, une terrasse fluviale a été observée sur le versant est de cet ancien chenal et demeure aujourd'hui perchée à près d'un kilomètre du méandre actuel de la Bérard.

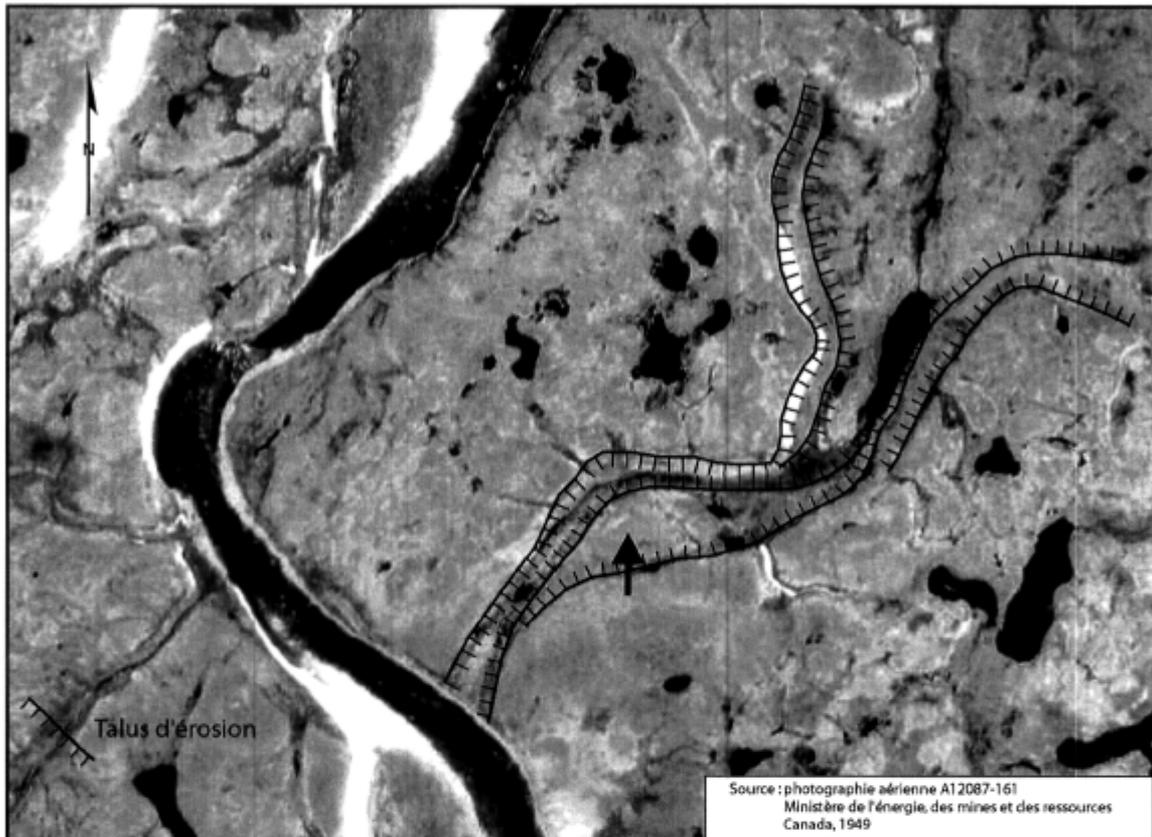


Figure 3.12 : Méandre abandonné à l'est du lit actuel de la rivière Bérard. La flèche indique la position d'une terrasse fluviale associée à l'ancien chenal.

3.2 Les dépôts holocènes

3.2.1 Description des coupes stratigraphiques

Dix coupes stratigraphiques ont été rafraîchies le long du cours inférieur de la rivière Bérard (Figure 2.1). Ces dernières sont réparties entre le niveau actuel de la mer et 50 m d'altitude, de façon à obtenir des données stratigraphiques sur l'ensemble des terrasses situées le long du cours inférieur de la rivière. Aucune coupe n'a été rafraîchie au-delà de 50 m puisque la couverture de photographies aériennes à l'échelle 1 : 10 000 s'arrête à quelques mètres en amont de la coupe C-1. Ainsi, il aurait été difficile de faire le rapprochement entre les coupes stratigraphiques et les dépôts de surface plus en amont.

L'ordre de présentation des coupes a été établi en fonction de leur altitude, de la plus élevée à la plus basse, de façon à respecter l'ordre dans lequel elles ont émergées et dans lequel leurs talus ont été érodés. Pour chacune des coupes stratigraphiques, les lithofaciès sont décrits selon l'ordre chronologique dans lequel ils ont été mis en place.

C-1 (58° 38' 49,8" N; 69° 57' 36,7" O)

La coupe stratigraphique C-1 (Figure 3.13a) est située dans une terrasse marine d'environ 50 m d'altitude sur la rive est de la Bérard. La coupe a été rafraîchie dans un talus de plus de vingt mètres de hauteur dans la berge concave de la rivière.

- I : Le lithofaciès I est principalement composé de boue grisâtre silto-argileuse massive et compacte dont la taille moyenne des particules est de $7,84 \Phi$ (Tableau 3). Le lithofaciès comporte très peu de sédiments grossiers et aucun fossile marin n'a été observé. Néanmoins, une datation radiocarbone réalisée sur des coquilles marines en position de vie dans le faciès sus-jacent (II) permet d'estimer un âge minimum de $6\,790 \pm 140$ ans cal. BP (UL-3058) pour la mise en place de ce dépôt (Tableau 4).

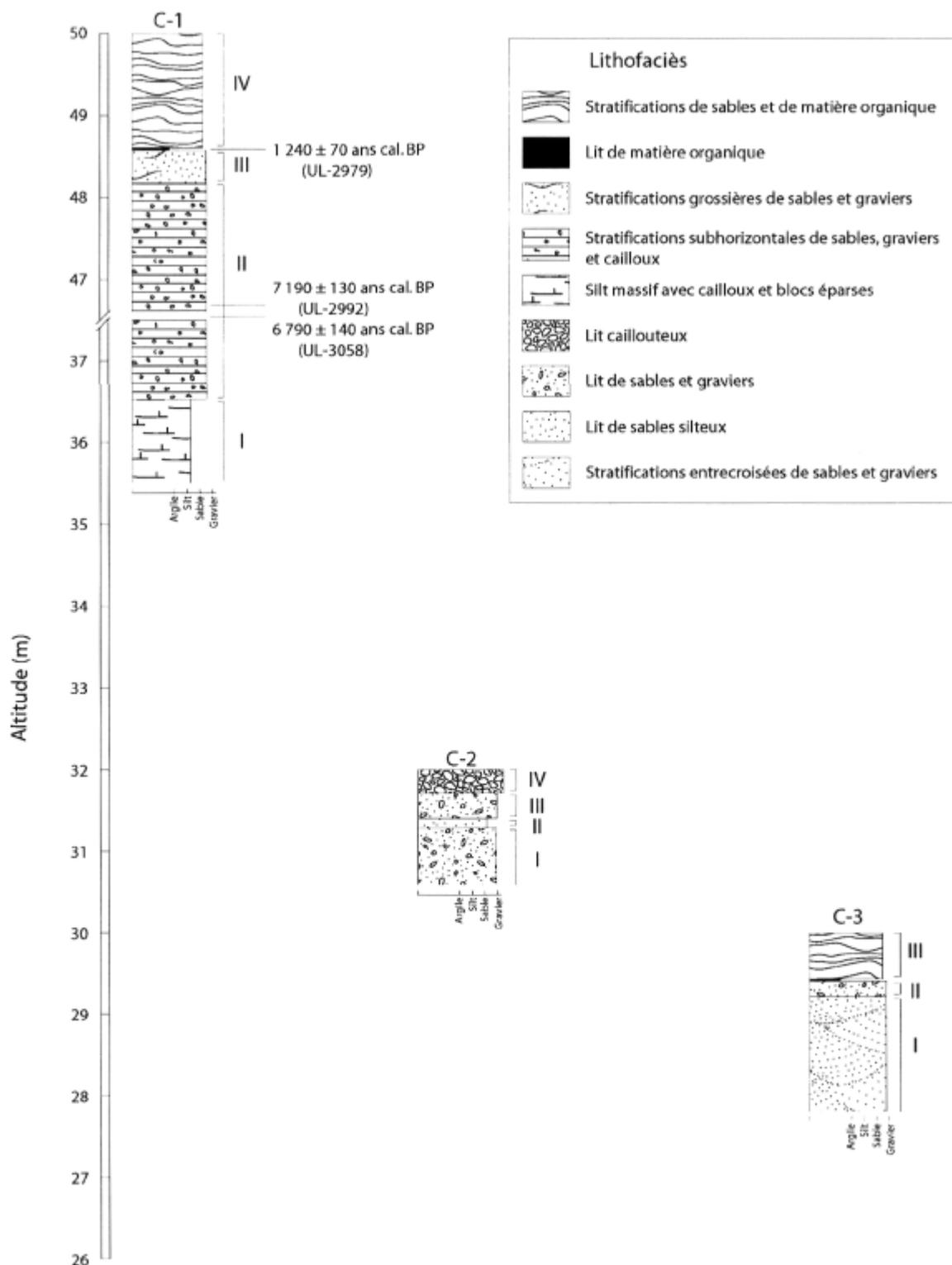


Figure 3.13a : Schéma des coupes stratigraphiques rafraîchies le long du cours inférieur de la Bérard.

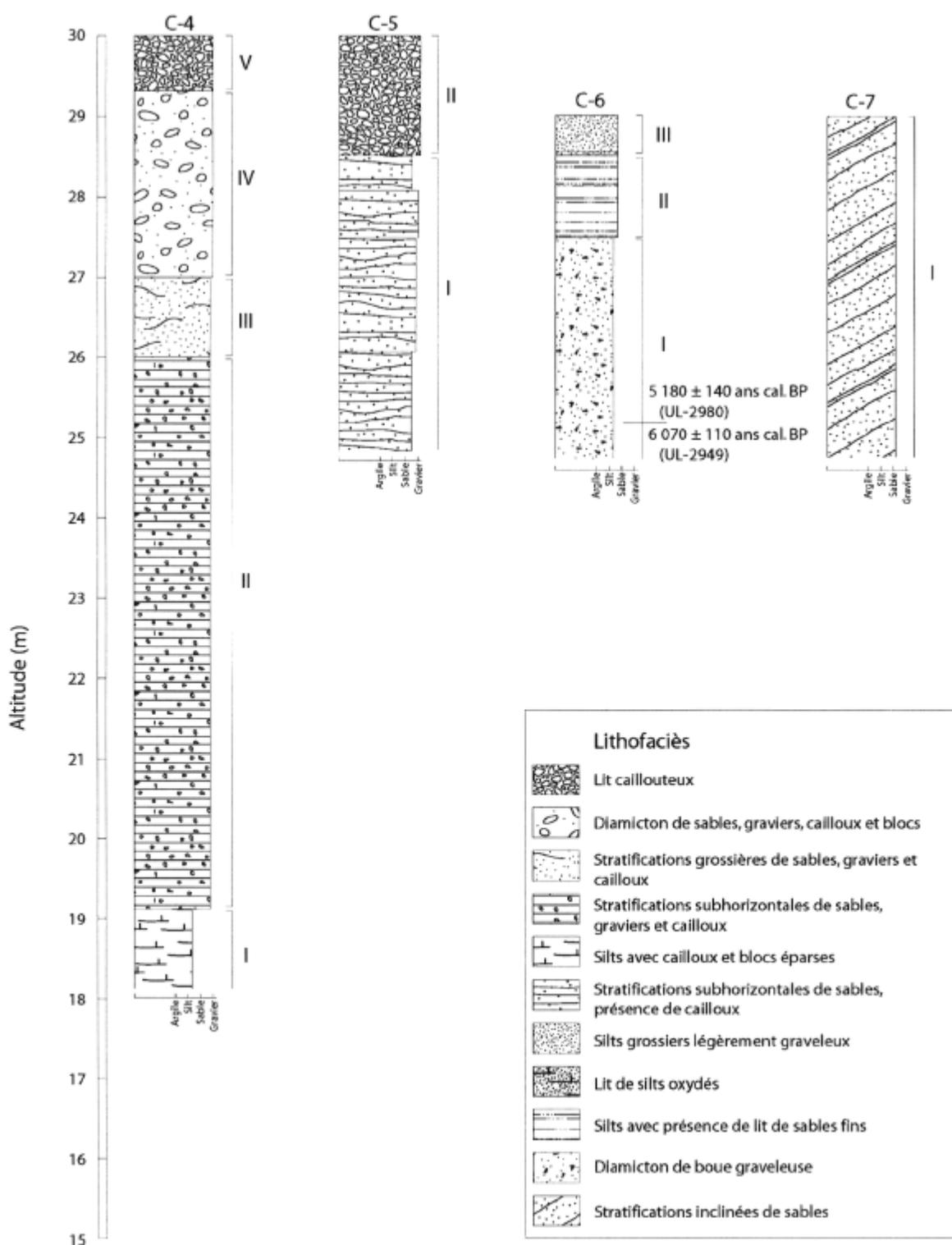


Figure 3.13b : Schéma des coupes stratigraphiques rafraîchies le long du cours inférieur de la rivière Bérard.

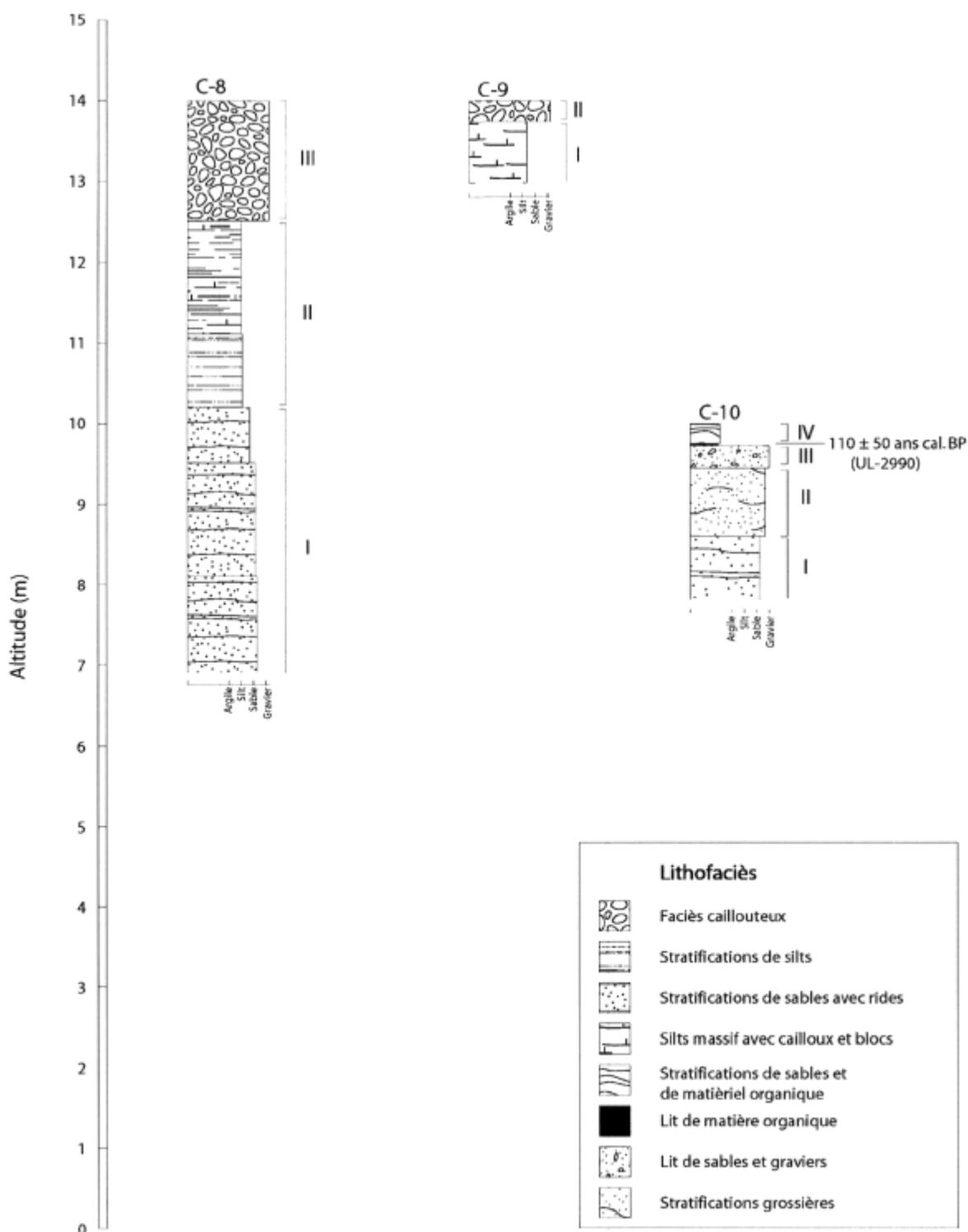


Figure 3.13c : Schéma des coupes stratigraphiques rafraîchies le long du cours inférieur de la rivière Bérard.

- II : Le second faciès est disposé suivant des stratifications horizontales à subhorizontales de quelques centimètres d'épaisseur dans des sables, des graviers et des cailloux émoussés (Figure 13a). La taille moyenne des sédiments y est de $-0,28 \Phi$ et le faciès est très mal trié (Tableau 3). La présence de quelques *Balanus sp.* en position de vie, accrochés sur des galets émoussés, montre que les sédiments n'ont pas été remobilisés suite à leur sédimentation (Figure 3.14a). En effet, une remise en transport aurait eu pour effet de briser la coquille de ces organismes marins. De plus, la présence d'une faune marine en position de vie dans le faciès témoigne aussi d'une sédimentation relativement lente, permettant l'établissement de conditions favorables à la vie subaquatique. Une datation radiocarbone réalisée sur un échantillon de *Balanus sp.*, récolté en position de vie à 44 m d'altitude, montre que la mise en place de ce dépôt était en cours à $6\,790 \pm 140$ ans cal. BP (UL-3058) (Tableau 4). Parallèlement, des fragments coquilliers situés environ un mètre plus haut dans le profil ont été datés à $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP (UL-2992), soit un âge de 400 ans antérieur à la datation sous-jacente. Cette inversion de dates témoigne de la sédimentation de matériel plus ancien remanié de l'amont.
- III : Un contact d'érosion sépare le faciès II et le faciès III. Ce dernier est principalement composé de sables moyens oxydés dans lesquels sont dispersés des graviers et des galets (Figure 3.14b). Le faciès n'est pas stratifié en soi mais présente plutôt plusieurs surfaces internes d'érosion lui donnant une allure grossièrement stratifiée (Figure 3.15b). Il s'agit d'un dépôt extrêmement mal trié ($\sigma = 3,14$) où la taille moyenne des sédiments est d'environ $1,73 \Phi$ (Tableau 3). L'épaisseur de cette unité, quoique très variable, est d'environ 0,4 m.
- IV : Le dernier faciès (IV) est essentiellement composé de stratifications légèrement ondulées de sables moyens à fins, moyennement triés (Tableau 3), entre lesquels sont fossilisées de très minces laminations de matière organique. Quelques fragments de fossiles marins ont aussi été observés au sommet du dépôt où la couverture végétale est discontinue. Bien que variable, l'épaisseur de cette unité est d'environ 1,4 m. De plus, un lit de tourbe fossilisée d'environ 3 à 5 cm d'épaisseur

est enfoui sous le dépôt sableux. Ce dernier a permis d'établir un âge minimum de $1\,240 \pm 70$ ans cal. BP (UL-2979), attribuable à la mise en place initiale de ce dépôt.

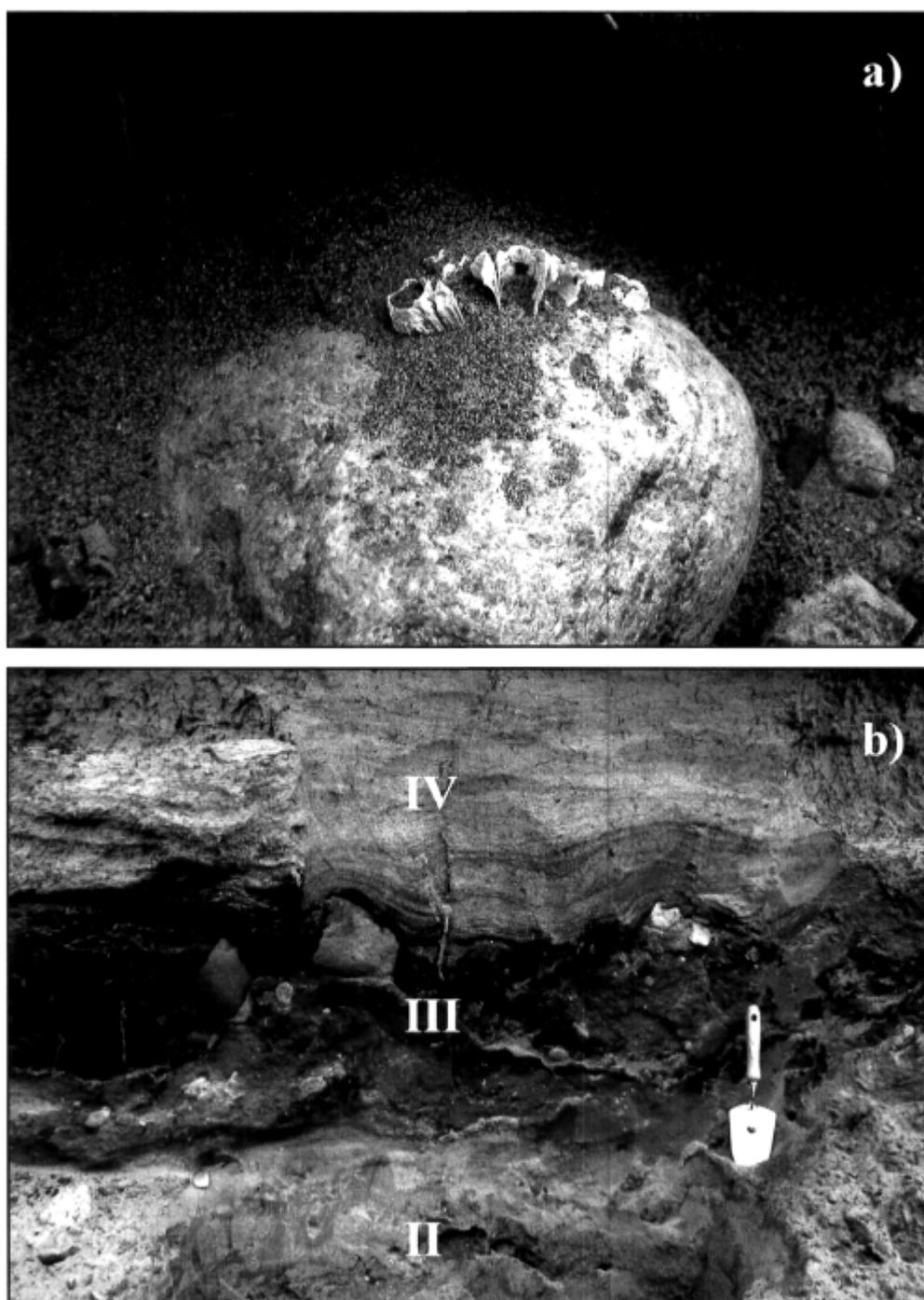


Figure 3.14 : Exemple de lithofaciès de la coupe C-1. a) *Balanus sp.* en position de vie sur un bloc émoussé du faciès II. b) Contact entre les faciès II et III ainsi que III et IV.

C-2 (58° 39' 38,4" N; 69° 57' 14,0" O)

La coupe stratigraphique C-2 (Figure 3.13a) s'élève jusqu'à environ 32 m d'altitude sur la rive est de la Bérard. En surface de la terrasse, à proximité du sommet de la coupe, un ancien chenal fluviatile ponctué de petits lacs est clairement identifiable. Bien que le profil stratigraphique soit peu profond, quatre lithofaciès distincts y ont été observés.

- I : La base de la coupe C-2 est occupée par un faciès non-stratifié et très mal trié ($\sigma = 2,89$) de sables moyens graveleux (Tableau 3). Quelques galets émoussés sont aussi présents dans le faciès, particulièrement au contact avec l'unité supérieure. Ce faciès est d'une épaisseur supérieure à un mètre.
- II : Le second faciès consiste en un lit d'environ 0,12 m composé de sables silteux brunâtres reposant par un contact franc sur l'unité sous-jacente. Le faciès ne présente pas de stratifications apparentes mais épouse la forme du contact avec le faciès sous-jacent.
- III : Le faciès III est composé d'un lit d'environ 30 cm d'épaisseur de sables et de graviers non-stratifiés. Il est séparé du faciès sous-jacent par un contact franc.
- IV : Finalement, le dernier faciès occupe une épaisseur de 0,3 m et montre une transition graduelle avec le faciès précédent. Il consiste en un dépôt graveleux non-stratifié et mal trié dont la taille moyenne des sédiments est de $-2,13 \Phi$. Quelques galets subarrondis sont aussi présents dans le faciès.

C-3 (58° 40' 14,0" N; 69° 56' 22,5" O)

La coupe C-3 (Figure 3.13a) se trouve à l'aval d'une berge concave sur la rive est. Elle a été dégagée sur 2,25 m d'épaisseur dans le haut d'un talus dont le sommet est à environ 30 m d'altitude. Au sommet de la coupe, le couvert végétal est discontinu et souvent dominé par de petits monticules de sable entre lesquels les sédiments ont été érodés. Quelques mètres à l'est de la coupe, un important chenal fluviatile perché est recoupé par le méandre actuel de la Bérard. Trois lithofaciès ont été observés dans la coupe:

- I : Le premier faciès est constitué de stratifications entrecroisées de sables grossiers très pauvres en graviers et en sédiments fins ($> 4 \Phi$) (Figure 3.15). La taille moyenne des sédiments est d'environ $0,69 \Phi$ et le dépôt est modérément trié ($\sigma = 0,87$). Bien que son épaisseur totale soit inconnue, le faciès s'étend sur plus 1,5 m d'épaisseur.
- II : Le second faciès est composé d'un lit de sable graveleux sans stratification apparente d'environ 20 cm d'épaisseur. Il repose sur le faciès sous-jacent via un contact d'érosion.
- III : Le sommet de la coupe est occupé par un dépôt de sables moyens, d'environ 0,55 m d'épaisseur, dans lequel sont fossilisées de minces couches de matière organique. Ce faciès modérément trié présente une distribution granulométrique symétrique. De plus, un lit de matière organique d'environ 3 cm d'épaisseur est enfoui sous le dépôt sableux. Ce faciès est sans doute à rattacher au faciès observé au sommet de la coupe C-1.



Figure 3.15 : Stratifications entrecroisées du lithofaciès I de la coupe C-3.

Tableau 3 : Distribution et paramètres granulométriques des lithofaciès rencontrés.

No. de laboratoire ^a	Localisation	Altitude (m)	NMR (m)	Âge ¹⁴ C non-corr.	Âge ¹⁴ C (ans BP) ^b	Âge ¹⁴ C (ans cal. BP) ^c	Matériel daté	Remarques	Référence ^d
UL-2992	58° 38' 48" N; 69° 57' 40" O	45	> 49	6 370 ± 100	6 780 ± 100	7 190 ± 130	Fragments coquilliers	Remaniés	5
UL-2863	58° 41' 15" N; 69° 56' 14" O	10	> 10	6 240 ± 80	6 650 ± 80	7 050 ± 110	Fragments coquilliers	Remaniés	5
UL-3058	58° 38' 48" N; 69° 57' 40" O	44	> 49	6 030 ± 110	6 440 ± 110	6 790 ± 140	<i>Balanus sp.</i>	<i>In situ</i>	5
UL-2862	58° 41' 15" N; 69° 56' 14" O	12	> 12	5 950 ± 100	6 360 ± 100	6 700 ± 140	Fragments coquilliers	Remaniés	5
GX-5091	59° 04' 00" N; 69° 52' 00" O	150	< 150	5 980 ± 205	5 945 ± 205	6 770 ± 240	Gyttja	À la base	2
GX-4739	58° 41' 30" N; 69° 56' 30" O	9	> 9	5 410 ± 170	5 820 ± 170	6 100 ± 180	<i>Balanus sp.</i>	<i>In situ</i>	2
UL-2993	58° 39' 16" N; 69° 57' 48" O	33	> 33	5 390 ± 90	5 800 ± 90	6 090 ± 120	<i>Mya truncata</i>	Remaniés	5
UL-2949	58° 40' 47" N; 69° 56' 27" O	25	> 29	5 360 ± 80	5 770 ± 80	6 070 ± 110	<i>Mya truncata</i>	<i>In situ</i>	5
DIC-1516	58° 39' 00" N; 69° 59' 00" O	35	> 35	4 770 ± 60	5 180 ± 60	5 400 ± 90	<i>Hiatella arctica</i>	<i>In situ</i>	2
UL-2980	58° 40' 47" N; 69° 56' 27" O	25	> 29	4 600 ± 90	5 010 ± 90	5 180 ± 140	<i>Cardium</i>	<i>In situ</i>	5
Beta-12986	58° 05' 00" N; 70° 10' 00" O	160	< 160	4 410 ± 90	4 425 ± 90	4 970 ± 100	Bois	Dans tourbe	3
UL-2988	58° 41' 54" N; 69° 55' 25" O	4	> 4	3 590 ± 90	4 000 ± 90	3 840 ± 140	Fragments coquilliers	<i>In situ</i>	5
DIC-1520	58° 05' 00" N; 70° 10' 00" O	160	< 160	3 880 ± 55	3 845 ± 55	4 260 ± 40	Tourbe		2
UL-2870	58° 40' 37" N; 69° 57' 43" O	46	< 46	3 510 ± 50	3 475 ± 50	3 740 ± 50	Tourbe		5
UL-2950	58° 41' 54" N; 69° 55' 25" O	5	> 5	2 780 ± 90	3 190 ± 90	2 850 ± 110	Fragments coquilliers	Remaniés	5
UL-2869	58° 40' 37" N; 69° 57' 43" O	47	< 47	2 690 ± 50	2 705 ± 50	2 810 ± 50	Bois	Dans tourbe	5
UL-2970	58° 39' 16" N; 70° 01' 46" O	96	< 96	1 870 ± 60	1 885 ± 60	1 830 ± 60	Bois	Dans colluvions	5
QU-377	Rivière Bérard	45	< 45	1 550 ± 90	1 515 ± 90	1 390 ± 60	Lit de tourbe	Sous sables éoliens	1
UL-2979	58° 38' 50" N; 69° 57' 37" O	49	< 49	1 330 ± 90	1 295 ± 90	1 240 ± 70	Lit de tourbe	Sous sables éoliens	5
UL-2990	58° 41' 47" N; 69° 55' 07" O	10	< 10	160 ± 80	125 ± 80	110 ± 50	Lit de tourbe	Sous sables éoliens	5

^a Laboratoires de référence: UL = Université Laval, DIC= Dicarb Radioisotopes Laboratory, GX= Geochron Laboratories Division, Beta = Beta Analytic et

QU= Ministère des Richesse Naturelles du Québec.

^b Âges ¹⁴C conventionnels, normalisés au δ¹³C = -25 ‰.

^c Âges calibrés à 1 σ, voir le texte pour les procédures de calibration.

^d 1: Gangloff *et al.* (1976), 2: Lauriol (1982), 3: Lauriol et Gray (1987), 4: Gray et Lauriol et 5: Présente étude.

C-4 (58° 39' 57,14" N; 69° 57' 17,65" O)

La coupe stratigraphique C-4 (Figure 3.13b) est située en bordure d'une terrasse fluviale d'environ 30 m d'altitude. La stratigraphie à cet endroit a déjà été brièvement décrite (Allard *et al.*, 2004; Lévesque *et al.*, 1991) et comporte cinq lithofaciès.

- I : Le premier faciès est composé d'un silt argileux massif affleurant au niveau de la rivière dont l'épaisseur en-dessous est inconnue. Le contact avec l'unité supérieure a été observé dans le lit de la rivière, soit à environ 11 m sous la surface du terrain (Allard *et al.*, 2004; Lévesque *et al.*, 1991). De ce fait, le faciès n'a pu être échantillonné. Toutefois, sa composition granulométrique est probablement très proche de celle du faciès observé à la base de la coupe C-1.
- II : Le second faciès s'étend entre 19 m et 26 m d'altitude. Il consiste en un dépôt stratifié de sables grossiers et de graviers dans lequel sont dispersés des blocs sub-anguleux et subarrondis. À quelques endroits, de minces couches de fragments coquilliers ont aussi été observées à travers la matrice sableuse.
- III : Le faciès suivant est d'une épaisseur d'environ un mètre et repose sur le faciès précédent par un contact d'érosion. Il est composé de sables grossiers, de graviers et de petits blocs grossièrement stratifiés. Aucun fossile marin n'y a été observé.
- IV : Le faciès supérieur, d'une épaisseur d'environ 2,3 m, est lui aussi séparé du précédent par un contact d'érosion. Il consiste en un diamicton hétérométrique de sables limoneux, de graviers et de blocs glaciels sub-anguleux.
- V : Finalement, le sommet de la coupe C-4 est occupé par un dépôt d'environ 0,7 m d'épaisseur qui repose en discontinuité sur le diamicton. Il s'agit d'un faciès caillouteux supporté par une matrice de sable grossier, semblable aux faciès observés aux sommets des coupes stratigraphiques C-2 et C-5.

C-5 (58° 39' 16,7" N; 69° 57' 44,2" O)

La coupe stratigraphique C-5 (Figure 3.13b) est située dans le talus d'une petite terrasse fluviale de la rive est dont le sommet atteint 30 m d'altitude. La rivière Bérard s'écoule actuellement au pied de la coupe.

- I : Le premier lithofaciès s'élève au-dessus de lit de la rivière jusqu'à environ 28,5 m d'altitude. Il est principalement composé de stratifications de sables fins à grossiers, à l'exception d'un lit davantage graveleux entre 26,1 m et 28,1 m d'altitude. Dans l'ensemble du faciès, des galets isolés sont dispersés entre les lits sableux.
- II : Le sommet de la coupe C-5 est occupé par un faciès d'une épaisseur de 1,5 m qui repose sur le faciès précédent par un contact d'érosion. Il consiste en un dépôt non-stratifié et très mal trié de sables grossiers, de graviers et de galets émoussés où la taille moyenne des sédiments est de $-2,05 \Phi$ (Tableau 3). De plus, plusieurs galets présentent une orientation préférentielle qui témoigne d'un écoulement vers l'aval (Figure 3.16).

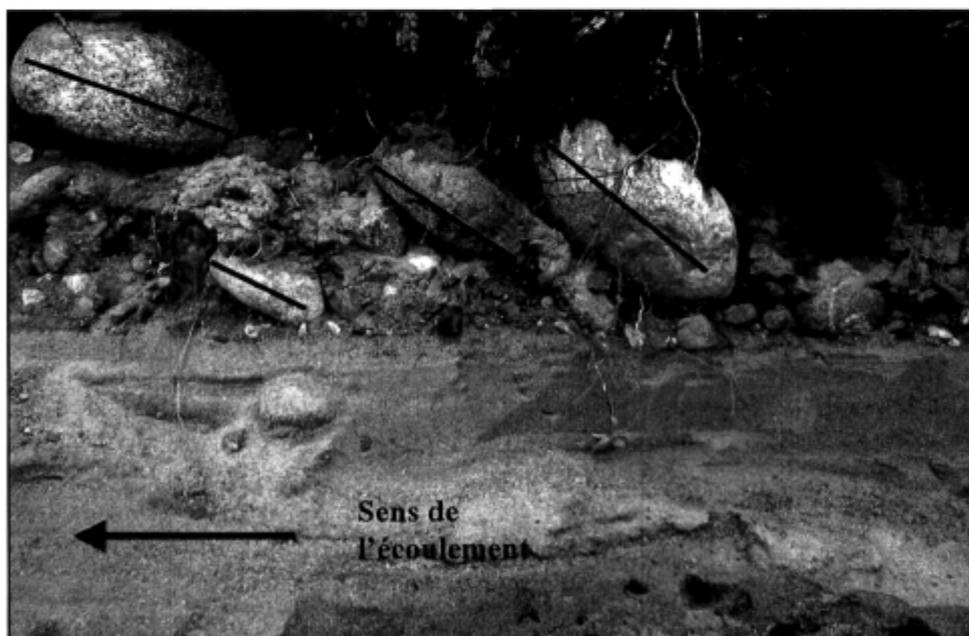


Figure 3.16 : Contact d'érosion entre le lithofaciès I et II de la coupe C-5. Les traits noirs indiquent l'orientation préférentielle des galets, indiquant un écoulement de la droite vers la gauche.

Tableau 4 : Datations radiocarbone non-corrigées, conventionnelles et calibrées de coquilles marines, de gyttja, de bois, et de tourbe.

No. de laboratoire ^a	Localisation	Altitude NMR		Âge ¹⁴ C non-corr.	Âge ¹⁴ C (ans BP) ^b	Âge ¹⁴ C (ans cal. BP) ^c	Matériel daté	Remarques	Référence ^d
		(m)	(m)						
UL-2992	58° 38' 48" N; 69° 57' 40" O	45	> 49	6 370 ± 100	6 780 ± 100	7 190 ± 130	Fragments coquilliers	Remaniés	5
UL-2863	58° 41' 15" N; 69° 56' 14" O	10	> 10	6 240 ± 80	6 650 ± 80	7 050 ± 110	Fragments coquilliers	Remaniés	5
UL-3058	58° 38' 48" N; 69° 57' 40" O	44	> 49	6 030 ± 110	6 440 ± 110	6 790 ± 140	<i>Balanus sp.</i>	<i>In situ</i>	5
UL-2862	58° 41' 15" N; 69° 56' 14" O	12	> 12	5 950 ± 100	6 360 ± 100	6 700 ± 140	Fragments coquilliers	Remaniés	5
GX-5091	59° 04' 00" N; 69° 52' 00" O	150	< 150	5 980 ± 205	5 945 ± 205	6 770 ± 240	Gyttja	À la base	2
GX-4739	58° 41' 30" N; 69° 56' 30" O	9	> 9	5 410 ± 170	5 820 ± 170	6 100 ± 180	<i>Balanus sp.</i>	<i>In situ</i>	2
UL-2993	58° 39' 16" N; 69° 57' 48" O	33	> 33	5 390 ± 90	5 800 ± 90	6 090 ± 120	<i>Mya truncata</i>	Remaniés	5
UL-2949	58° 40' 47" N; 69° 56' 27" O	25	> 29	5 360 ± 80	5 770 ± 80	6 070 ± 110	<i>Mya truncata</i>	<i>In situ</i>	5
DIC-1516	58° 39' 00" N; 69° 59' 00" O	35	> 35	4 770 ± 60	5 180 ± 60	5 400 ± 90	<i>Hiatella arctica</i>	<i>In situ</i>	2
UL-2980	58° 40' 47" N; 69° 56' 27" O	25	> 29	4 600 ± 90	5 010 ± 90	5 180 ± 140	<i>Cardium</i>	<i>In situ</i>	5
Beta-12986	58° 05' 00" N; 70° 10' 00" O	160	< 160	4 410 ± 90	4 425 ± 90	4 970 ± 100	Bois	Dans tourbe	3
UL-2988	58° 41' 54" N; 69° 55' 25" O	4	> 4	3 590 ± 90	4 000 ± 90	3 840 ± 140	Fragments coquilliers	<i>In situ</i>	5
DIC-1520	58° 05' 00" N; 70° 10' 00" O	160	< 160	3 880 ± 55	3 845 ± 55	4 260 ± 40	Tourbe		2
UL-2870	58° 40' 37" N; 69° 57' 43" O	46	< 46	3 510 ± 50	3 475 ± 50	3 740 ± 50	Tourbe		5
UL-2950	58° 41' 54" N; 69° 55' 25" O	5	> 5	2 780 ± 90	3 190 ± 90	2 850 ± 110	Fragments coquilliers	Remaniés	5
UL-2869	58° 40' 37" N; 69° 57' 43" O	47	< 47	2 690 ± 50	2 705 ± 50	2 810 ± 50	Bois	Dans tourbe	5
UL-2970	58° 39' 16" N; 70° 01' 46" O	96	< 96	1 870 ± 60	1 885 ± 60	1 830 ± 60	Bois	Dans colluvions	5
QU-377	Rivière Bérard	45	< 45	1 550 ± 90	1 515 ± 90	1 390 ± 60	Lit de tourbe	Sous sables éoliens	1
UL-2979	58° 38' 50" N 69° 57' 37" O	49	< 49	1 330 ± 90	1 295 ± 90	1 240 ± 70	Lit de tourbe	Sous sables éoliens	5
UL-2990	58° 41' 47" N; 69° 55' 07" O	10	< 10	160 ± 80	125 ± 80	110 ± 50	Lit de tourbe	Sous sables éoliens	5

^a Laboratoires de référence: UL = Université Laval, DIC= Dicarb Radioisotopes Laboratory, GX= Geochron Laboratories Division, Beta = Beta Analytic et QU= Ministère des Richesse Naturelles du Québec.

^b Âges ¹⁴C conventionnels, normalisés au $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{‰}$.

^c Âges calibrés à 1 σ , voir le texte pour les procédures de calibration.

^d 1: Gangloff *et al.* (1976), 2: Lauriol (1982), 3: Lauriol et Gray (1987), 4: Gray et Lauriol et 5: Présente étude.

C-6 (58° 40' 46,8" N; 69° 56' 27,0" O)

La coupe stratigraphique C-6 (Figure 3.13b) est située sur la rive est de la Bérard en bordure d'une terrasse qui s'élève à 29 m d'altitude. Trois lithofaciès y ont été observés.

- I : Un diamicton constitué de boue graveleuse dans lequel ont été déposés plusieurs blocs anguleux à subarrondis occupe la base de cette coupe (Figure 3.17a). Il s'agit d'un dépôt très mal trié ($\sigma = 3,26$) dont la taille moyenne des particules est de $4,18 \Phi$ (Tableau 3). Plusieurs fossiles marins ont été observés en position de vie dans la matrice silteuse ou encore accrochés à des blocs. Un échantillon de *Mya truncata* y a été daté à $6\,070 \pm 110$ ans cal. BP (UL-2949) alors qu'un échantillon de *Cardium sp.* y a été daté à $5\,180 \pm 140$ ans cal. BP (UL-2980). Les deux échantillons ont été récoltés en position de vie à environ 25 m d'altitude, indiquant qu'une fois déposés, les sédiments ainsi que les fossiles marins n'ont pas été remis en transport.
- II : Vers 27,5 m d'altitude le faciès présente une transition graduelle vers un faciès grossièrement stratifié. En effet, quelques lits de sables fins d'environ 1 à 2 cm d'épaisseur sont intercalés à travers la matrice silteuse (Figure 3.17b).
- III : Le dernier faciès de la coupe C-6 est séparé du précédent par un contact d'érosion (Figure 3.17b). Il est composé d'un lit de silts grossiers légèrement graveleux d'environ 0,5 m. D'après les datations radiocarbone obtenues plus bas dans la coupe, le faciès II s'est vraisemblablement mis en place après $5\,180 \pm 140$ ans cal. BP (UL-2980).

C-7 (58° 40' 50,6" N; 69° 56' 24,0" O)

La coupe C-7 (Figure 3.13b) est située à seulement quelques dizaines de mètres en aval de la coupe stratigraphique C-6. Les dépôts observés sont encaissés à travers les lithofaciès décrits dans la coupe précédente. Le sommet de la coupe C-7 atteint 29 m d'altitude et la coupe a été rafraîchie sur les quatre premiers mètres du haut, soit jusqu'à une altitude de 25 m.

I : Le faciès observé est composé de stratifications obliques de sables fins modérément bien triés dont la taille moyenne est de $2,85 \Phi$ (Tableau 3). Le pendage des stratifications sableuses présente une orientation nord-ouest, perpendiculaire à l'axe actuel de la Bérard. De plus, certains lits présentent des rides grimpantes, témoignant d'une sédimentation rapide.

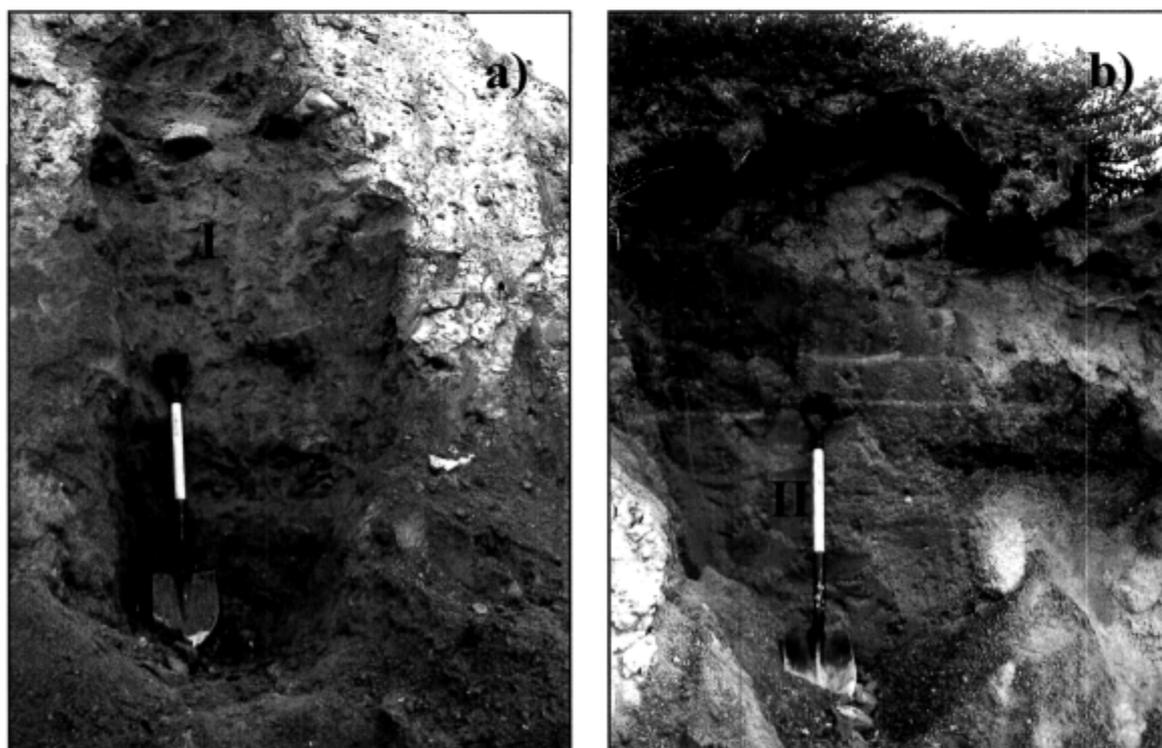


Figure 3.17 : Lithofaciès de la coupe C-6. a) Boue graveleuse du faciès I. b) Contact d'érosion entre le faciès II et III.

C-8 (58° 41' 15,2" N; 69° 56' 21,2" O)

La coupe stratigraphique C-8 (Figure 3.13c) est située dans une berge concave sur la rive ouest d'un méandre de la Bérard. L'érosion importante du talus fluvial à cet endroit a permis d'observer la stratigraphie du niveau de la rivière jusqu'au sommet de la terrasse fluviale qui atteint environ 14 m d'altitude.

- I : Le premier lithofaciès s'étend du niveau de la rivière jusqu'à environ 10,2 m d'altitude. Il est composé de laminations centimétriques de sables fins dans lesquels des rides de courants ont été observées.
- II : Le second faciès occupe une épaisseur d'environ 2,3 m et présente un contact de transition avec le faciès sous-jacent (Figure 3.18). Il est composé de minces lits planaires limoneux dans lesquels s'est développé un réseau de glace réticulé. Il s'agit d'un dépôt extrêmement mal trié dont la taille moyenne des sédiments est de $8,25 \Phi$ (Tableau 3).
- III : Le sommet de la coupe est occupé par un faciès caillouteux d'environ 1,5 m d'épaisseur reposant en discordance sur le faciès précédent. Il est principalement composé de graviers grossiers sub-arrondis et arrondis supportés par une matrice de sables grossiers. La taille moyenne des sédiments est de $-2,54 \Phi$ et le dépôt est très mal trié ($\sigma = 2,02$) (Tableau 3). Ce faciès correspond sans doute aux autres faciès caillouteux similaires qui composent le sommet des coupes et, donc, la surface des terrasses plus en amont.

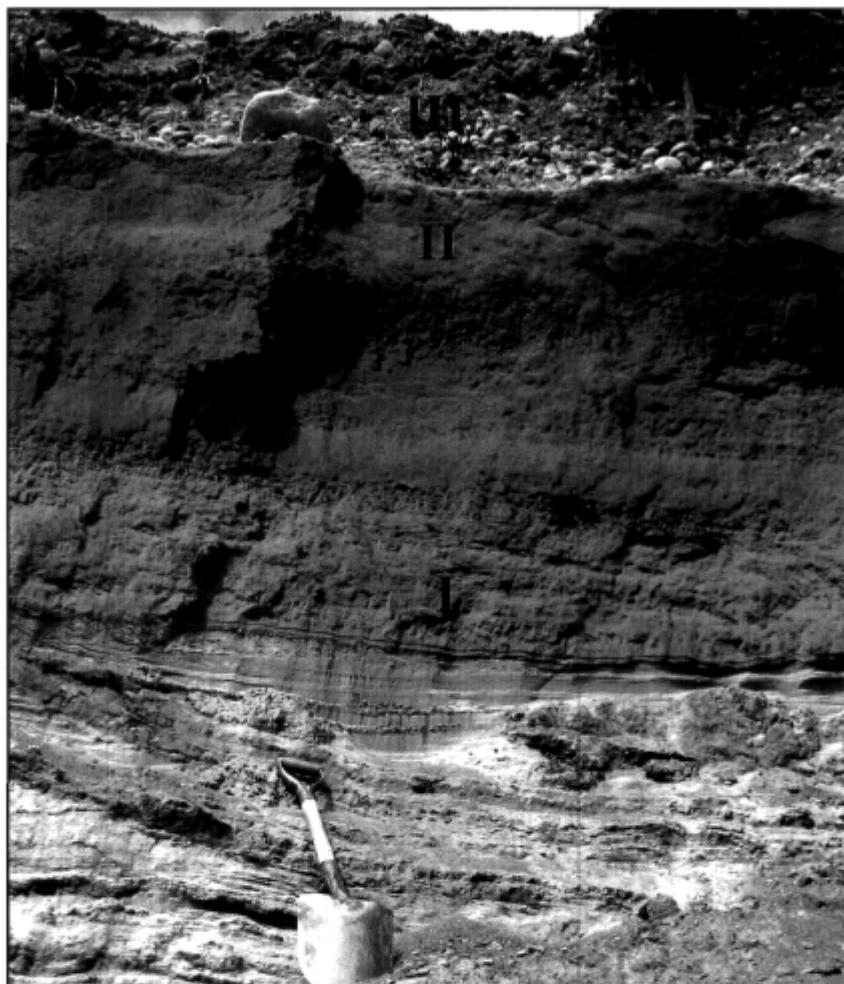


Figure 3.18 : Gradient granulométrique décroissant du faciès I au faciès II de la coupe C-8. Notez le contact d'érosion entre les faciès II et III.

C-9 (58° 41' 12,1" N; 69° 56' 00,1" O)

La coupe stratigraphique C-9 (Figure 3.13c) est située sur la rive est de la Bérard dans la berge concave suivant la coupe C-8 (Figure 2.1). Le sommet de cette coupe atteint lui aussi 14 m d'altitude et le terrain en surface est caractérisé par plusieurs chenaux fluviaux abandonnés. Bien que très peu profonde, la coupe C-8 comporte deux lithofaciès distincts.

- I : Le faciès à la base de cette coupe consiste en un dépôt massif et compact de silts argileux non-stratifiés dans lequel sont dispersés des sables et quelques graviers. Il s'agit d'un dépôt extrêmement mal trié où la taille moyenne des sédiments atteint $6,33 \Phi$ (Tableau 3). Aucun fossile marin n'y a été observé.

II : Le second faciès est principalement composé de galets émoussés supportés par une matrice de sables moyens. Ce faciès, d'une épaisseur de 0,2 m, repose sur le faciès sous-jacent en suivant un contact d'érosion.

C-10 (58° 41' 46,7" N; 69° 55' 07,2" O)

La dernière coupe (Figure 3.13c), soit la plus en aval, est située dans un îlot de terre, isolé de la côte à marée haute. Le sommet de la coupe atteint 10 m d'altitude, soit 3 m au-dessus de la marée haute. Néanmoins, l'îlot n'est pas submergé par les grandes marées, tel qu'en témoigne la végétation en place.

- I : Le premier lithofaciès est composé de laminations de silts très grossiers et de sables fins dont l'épaisseur varie entre 1 cm et 10 cm. À quelques endroits, de petites lentilles contenant aussi quelques graviers ont été mises en place. Bien que son épaisseur soit inconnue, le contact avec l'unité supérieure est situé à environ 1,4 m sous la surface.
- II : Le second faciès consiste en un lit de sables graveleux non-stratifiés d'environ 0,8 m d'épaisseur reposant sur le faciès précédent par un contact d'érosion.
- III : Le faciès III, d'une épaisseur d'environ 0,3 m, présente un contact de transition avec le faciès précédent (Figure 3.19). Il consiste en un dépôt graveleux mal trié et sans stratification apparente où la taille moyenne des sédiments est d'environ -1,04 Φ (Tableau 3).
- IV : Finalement le sommet de la coupe est occupé par un dépôt stratifié de sable fin où la taille moyenne des sédiments est de 2,5 Φ . Sous les sables, un horizon organique d'environ 3 cm d'épaisseur a été daté à 110 ± 50 ans cal. BP (UL-2990). La mise en place du dépôt sableux est donc postérieure à cette date.

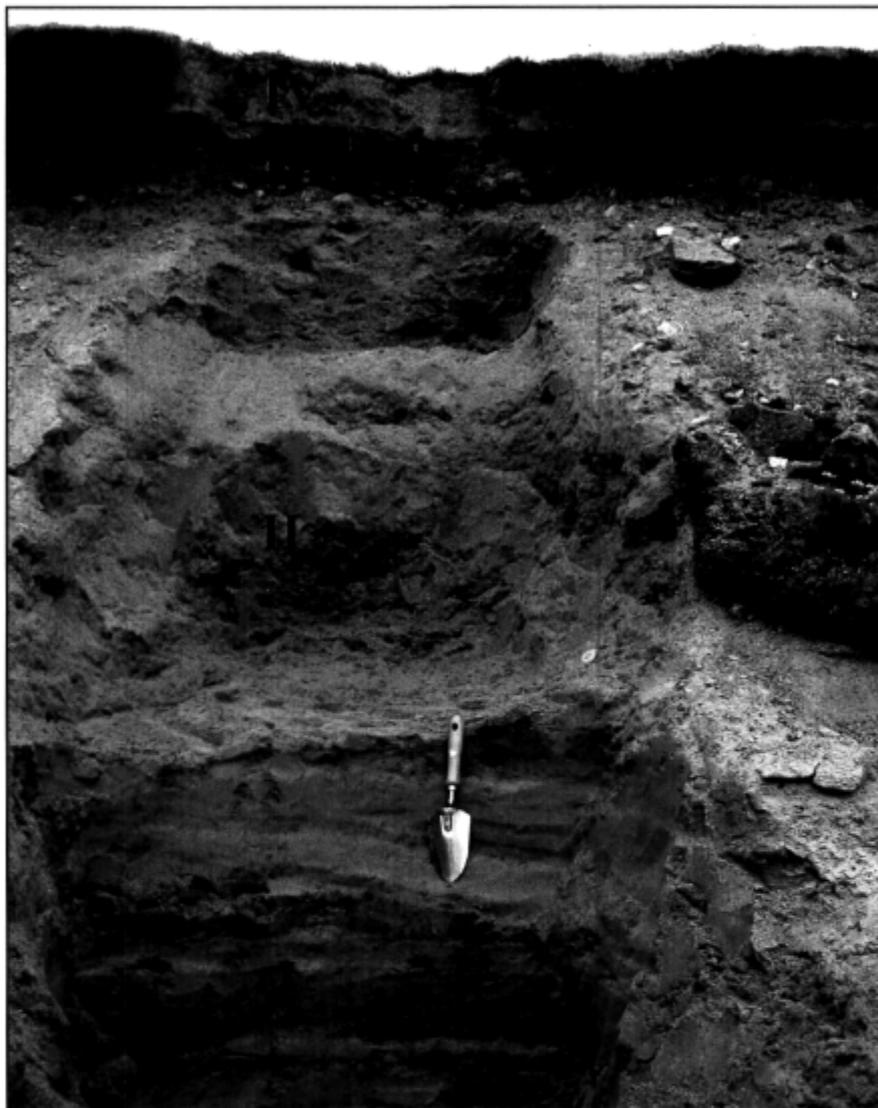


Figure 3.19 : Lithofaciès de la coupe C-10.

3.2.2 Stratigraphie des dépôts holocènes

Suite à l'étude des dix coupes stratigraphiques relevées en bordure de la rivière Bérard (Figure 2.1), cinq unités stratigraphiques ont été interprétées par corrélation de lithofaciès et par recoupement stratigraphique. Ces unités témoignent des différents environnements sédimentaires qui se sont succédés et de la dynamique glaciaire et fluviale au cours de la régression forcée de la mer d'Iberville.

La Figure 3.20 présente la séquence stratigraphique composite (C-C) qui, d'après les informations stratigraphiques et chronologiques obtenues, apparaît la plus probable. Les faciès observés ont été regroupés en unités stratigraphiques, lesquelles sont associées à des environnements sédimentaires distincts. De plus, certaines unités stratigraphiques ont été subdivisées en quelques sous-unités afin d'apporter davantage de précision sur le milieu de sédimentation et sur les processus en cause. Par ailleurs, les cinq unités stratigraphiques présentées ci-dessous ne sont pas exhaustives puisque d'autres unités ont pu se mettre en place dans la vallée sans avoir été rencontrés dans les nombreuses coupes situées le long du cours inférieur de la Bérard.

Unité 1 : Les dépôts glacio-marins

Les dépôts glacio-marins sont composés de sédiments d'origine glaciaire et marine dont les proportions peuvent varier selon la distance avec le front glaciaire (Syvitski, 1991). La première unité stratigraphique (U-1) rassemble trois différents faciès glacio-marins dont les caractéristiques sédimentologiques sont associées à des environnements sédimentaires distincts (Figure 3.21a).

La première sous-unité (U-1a) regroupe les faciès à la base des coupes stratigraphiques C-1, C-4 et C-9 (Figure 3.20). Elle témoigne d'un environnement glacio-marin où la sédimentation a été dominée par des processus marins. En effet, contrairement à l'environnement glacio-marin proximal où la décharge de sédiments glaciaires est importante (Syvitski, 1991), la sous-unité U-1a est composée d'un dépôt boueux pouvant être associé à un environnement glacio-marin de turbidité. Toutefois, la mise en place de cette sous-unité ayant été complétée avant $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP (UL-2992), il est peu probable que la marge glaciaire ait alors suffisamment reculé pour permettre l'établissement d'un environnement distant de la marge glaciaire. Ainsi, c'est plutôt en raison d'une décharge fluvio-glaciaire limitée que la sédimentation a été dominée par des processus marins, non loin de la marge glaciaire, alors que le niveau marin était très élevé.

La seconde sous-unité (U-1b) regroupe les lithofaciès II des coupes stratigraphiques C-1 et C-4, composés d'épais dépôts de sables et de graviers stratifiés (Figure 3.20). Elle consiste

en un dépôt glacio-marin proximal mis en place par la progradation de sédiments associés à l'ablation de la marge glaciaire. En effet, dans un environnement glacio-marin proximal où la marge glaciaire est directement en contact avec le milieu marin, d'importantes quantités de sédiments peuvent être transportées par les eaux de fonte (Boggs, 1987). Ainsi, une fonte accélérée d'un front glaciaire peu éloigné peut permettre la progradation de sédiments grossiers par-dessus des dépôts dominés par des conditions de sédimentation marine. De plus, les âges radiocarbone antérieurs à 7 ka cal. BP obtenus sur des fossiles marins confirment que la mise en place de ce dépôt s'est effectuée peu après le début de la déglaciation alors que le niveau marin relatif était très élevé et que la charge solide des eaux fluvio-glaciaires était importante.

Finalement, la sous-unité (U-1c) consiste en un dépôt glacio-marin distal, mise en place à une importante distance du lieu de rencontre de la marge glaciaire et du milieu estuarien. En effet, le lithofaciès observé à la base de la coupe stratigraphique C-6 est composé d'un diamicton marin dans lequel des blocs glaciels ont été délestés. De plus, les âges radiocarbone obtenus (UL-2949 et UL-2980) correspondent à une période où la marge glaciaire avait déjà reculé de plusieurs dizaines de kilomètres par rapport à la côte actuelle (Gray et Lauriol, 1987; Gray, 2001). Par conséquent, les eaux postglaciaires pénétraient profondément à l'intérieur de la vallée, jusqu'à la rencontre du front glaciaire. Les glaces flottantes émanant de la marge en ablation ont permis de transporter des sédiments d'origine glaciaire vers un environnement plus distal où les conditions de sédimentation étaient favorables à la mise en place d'une boue glacio-marine.

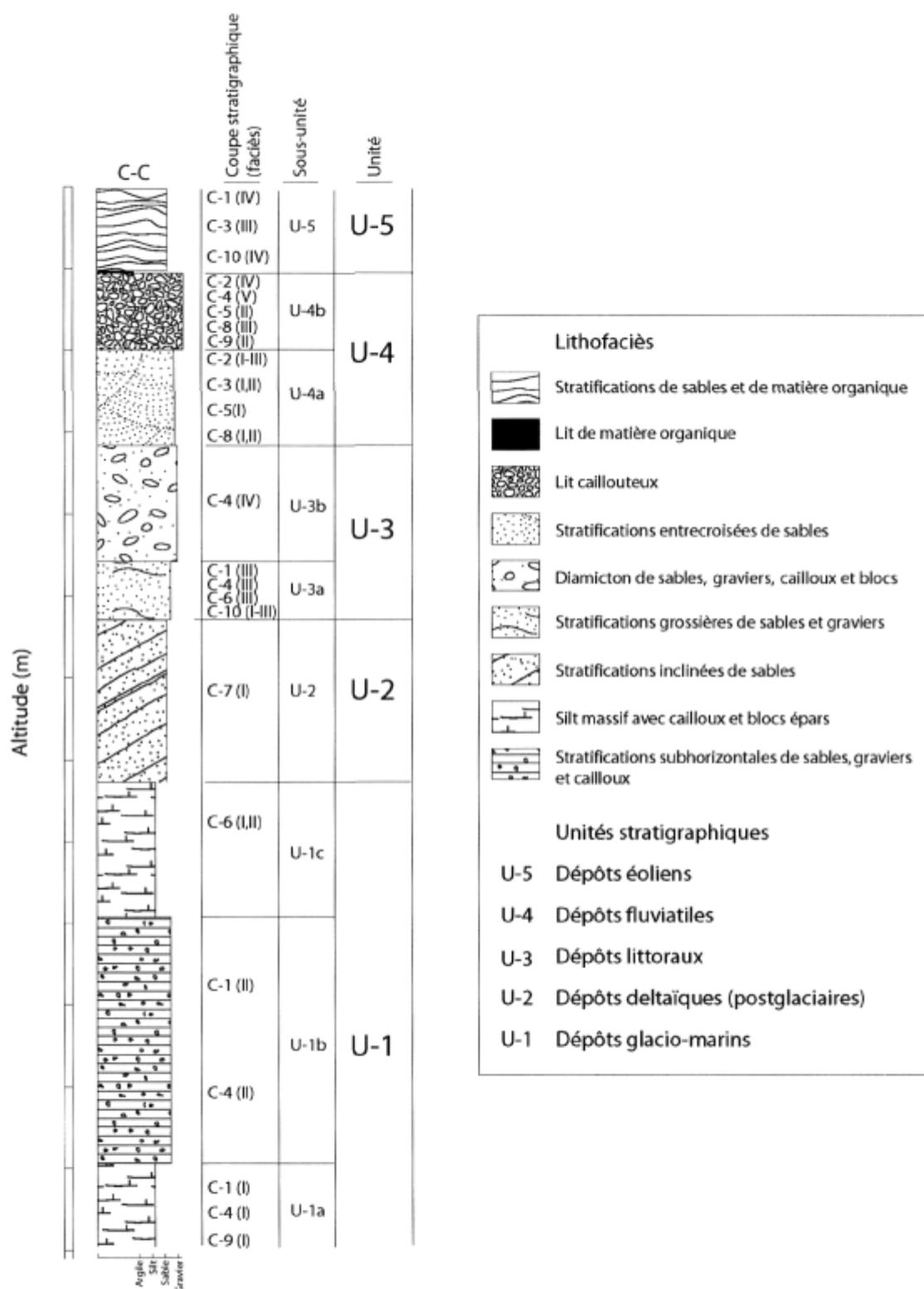


Figure 3.20 : Coupe composite des unités et sous-unités stratigraphiques rencontrées le long du cours inférieur de la rivière Bérard.

Unité 2 : Les dépôts deltaïques postglaciaires

Une seconde unité subaquatique s'est mise en place avant l'émersion des terres. Elle consiste en une unité deltaïque mise en place à l'embouchure du chenal fluvial. Cette unité est présente dans la coupe stratigraphique C-7 dans laquelle des stratifications sableuses inclinées, caractéristiques des lits frontaux deltaïques, ont été observées (Figure 3.20). Sa petite taille, son orientation perpendiculaire à l'axe de la vallée et son encaissement à travers des dépôts littoraux (coupe C-6) montre qu'il ne s'agit probablement pas d'un delta du méandre principal mais plutôt d'un chenal secondaire de plus petite taille. Sa mise en place est sans doute rattachée à la position marine de 29 m où d'autres formes littorales sont présentes.

Unité 3 : Les dépôts littoraux

Le relèvement glacio-isostatique postglaciaire a entraîné une régression forcée des eaux marines d'environ 180 m dans la vallée de la Bérard (Gangloff *et al.*, 1976; Lauriol, 1982). Cette migration de la côte vers l'aval a permis la mise en place de dépôts littoraux de façon successive depuis la déglaciation à nos jours.

Une première sous-unité (U-3a) a été associée aux lithofaciès III des coupes C-1, C-4 et C-6 ainsi qu'aux faciès I à III de la coupe C-10. À l'exception de cette dernière, il s'agit de dépôt de faible épaisseur (< 1 m) composé de sédiments remaniés de l'unité sous-jacente. En effet, la composition granulométrique de chacun des faciès ne présente pas de caractéristiques communes (Figure 3.21c), si ce n'est que la texture de chacun d'eux est semblable au lithofaciès qui se situe directement en dessous. Par exemple, la taille moyenne des sédiments littoraux des coupes C-1 et C-6 est respectivement de 1,5 Φ et de 4,28 Φ alors que celle du lithofaciès directement en dessous est de 1,96 Φ et 4,18 Φ (Tableau 3). De plus, le contact qui sépare les sédiments littoraux des sédiments glacio-marins sous-jacent témoigne d'une ancienne surface d'érosion à partir de laquelle les sédiments ont été remobilisés par l'action des vagues, des courants intertidaux et des courants fluviaux avant d'être finalement abandonnés sur le littoral sous l'effet du relèvement glacio-isostatique. En ce qui a trait aux lithofaciès de la coupe C-10, ils forment un dépôt littoral mis en place à

proximité de l'embouchure du chenal fluvial, dans un milieu macrotidal. En effet, la transition d'un lithofaciès grossièrement stratifié composé de sédiments fins vers un lithofaciès graveleux non-stratifié montre une transition des processus de sédimentation. Ces derniers sont d'abord dominés par des processus marins pré-littoraux qui permettent la sédimentation de silts puis deviennent davantage soumis aux apports du chenal fluvial à proximité. Cette succession de lithofaciès témoigne donc du rapprochement d'une source de sédiments grossiers dû à la régression forcée du niveau marin relatif.

Une seconde sous-unité littorale (U-3b) d'environ 2,3 m d'épaisseur a été identifiée dans la coupe stratigraphique C-4 où elle est séparée par un contact d'érosion de la sous-unité U-3a (Figure 3.20). Elle consiste en un diamicton de boue graveleuse dans lequel des blocs glaciaux ont été déposés. Par ailleurs, Lévesque *et al.* (1990) ont observé à une profondeur semblable de la même terrasse un dépôt de sables limoneux assez fin pour permettre la croissance de lentilles de glace. L'alternance de ces deux lithofaciès, l'un caillouteux et l'autre plus fin, a été interprétée comme une plate-forme intertidale composée de buttes et d'alluvions littoraux, semblable à ce qu'on observe sur l'estran actuel.

Ces dépôts d'émersion se sont donc mis en place de façon successive au fur et à mesure que les eaux estuariennes ont régressé en réponse au relèvement isostatique postglaciaire. Bien qu'aucune date précise ne soit disponible pour la mise en place de cette unité (U-2), l'âge des dépôts peut être estimé à partir de la courbe d'émersion régionale puisque leur mise en place est dépendante du niveau marin relatif.

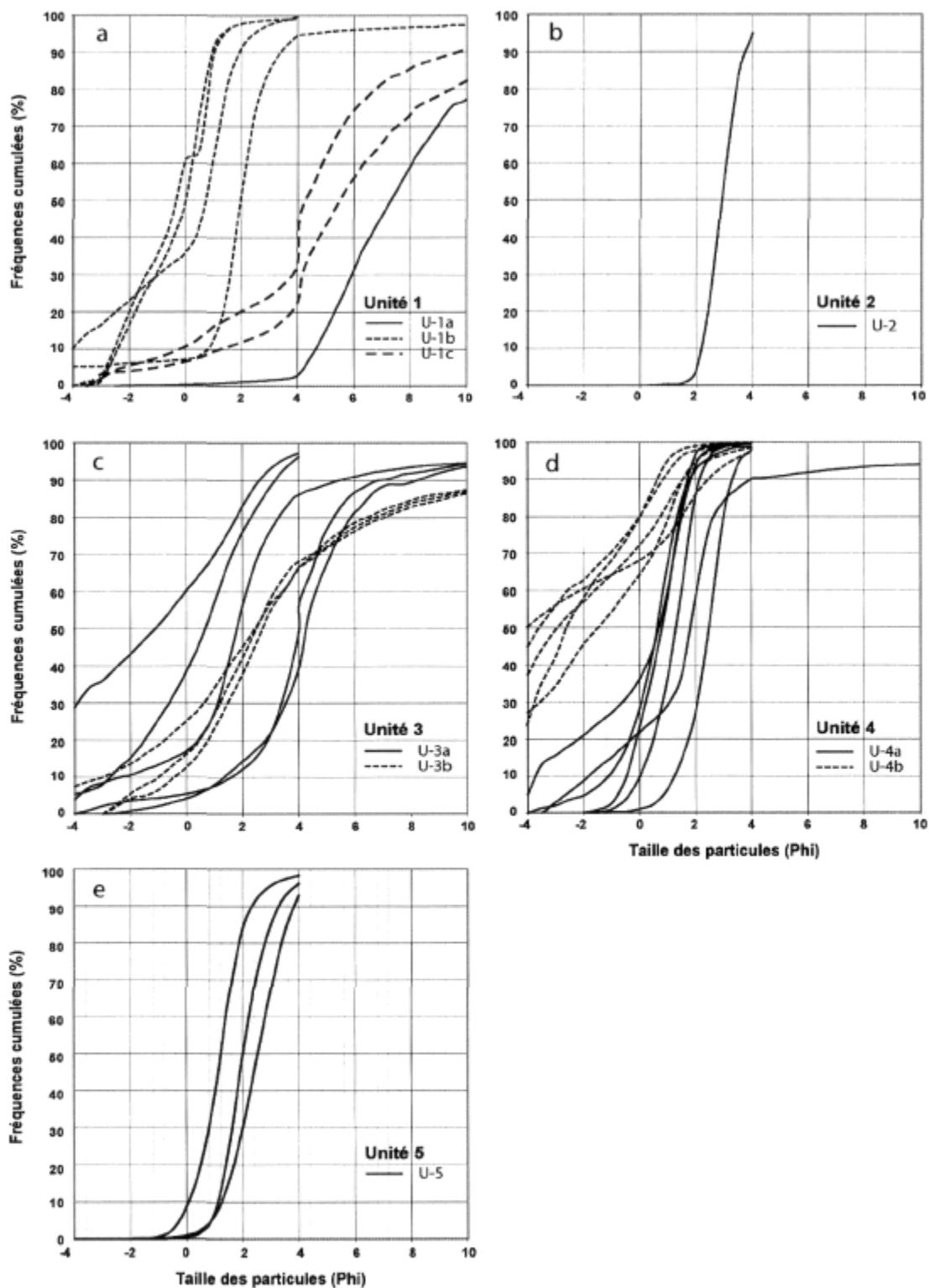


Figure 3.21 : Courbes granulométriques cumulées des cinq unités stratigraphiques rencontrées.

Unité 4 : Les dépôts fluviaux

Les dépôts fluviaux sont très abondants et de lithofaciès variés le long du cours inférieur de la rivière Bérard. La composition granulométrique et la structure des lithofaciès ont permis de les regrouper selon deux sous-unités distinctes (Figure 3.21d).

La première sous-unité regroupe plusieurs lithofaciès des coupes C-2, C-3, C-5 et C-8. Bien que variés, ces lithofaciès témoignent d'un écoulement de faible régime qui a mené au comblement d'un chenal fluvial. En effet, les lits planaires composés de sables grossiers correspondent à des écoulements de faible énergie alors que les lits entrecroisés témoignent généralement d'un changement de direction du chenal durant une période de sédimentation ou de la migration de rides de courant (Rieneck et Singh, 1980). Par ailleurs, le gradient granulométrique qui caractérise le lithofaciès de la coupe C-8 reflète pour sa part une diminution du régime d'écoulement jusqu'à l'abandon presque total du segment de chenal. De plus, on peut apercevoir sur la *Carte morphosédimentaire de la région de Tasiujaq* (Figure 3.1) qu'il y a effectivement des talus d'érosion fluviale associés à la présence d'un ancien chenal à proximité des coupes stratigraphiques C-5 et C-8. Bref, la migration des méandres de la rivière Bérard a mené au comblement de certains segments du chenal fluvial, permettant la mise en place de la sous-unité U-4a.

La seconde sous-unité (U-4b) a été associée à un écoulement fluvial de plus haut régime qui a mené à l'encaissement de la rivière. En effet, l'augmentation locale de la compétence du cours d'eau a permis d'éroder et de mettre en transport les sédiments fluviaux plus fins déposés antérieurement. Seules les particules grossières ne pouvant être mises en transport ont été déposées pour former un dépôt de discordance (*lag*) (Boggs, 1987). Ces sédiments ont ensuite été abandonnés par le méandre au fur à mesure que ce dernier s'est encaissé en réponse au relèvement glacio-isostatique. À certains endroits comme c'est le cas dans les coupes C-4 et C-9, la sous-unité U-4b met en superposition directe des dépôts intertidaux et des dépôts glacio-marins parce que tous les sédiments fluviaux autrefois accumulés ont été érodés. Ainsi, la sous-unité U-4b, correspond à un lithofaciès fluvial de haut régime qui a permis l'encaissement du chenal fluvial jusqu'à sa position actuelle.

Unité 5 : Les dépôts éoliens

Les lithofaciès sableux stratifiés et modérément triés au sommet des coupes C-1, C-3 et C-10 appartiennent à des systèmes dunaires de haut de versant, mis en place de façon discontinue sur la rive est de la rivière Bérard. En effet, l'encaissement d'un chenal fluvial dans les dépôts meubles permet la formation d'un talus d'érosion à partir duquel les sédiments sableux peuvent être éolisés vers le haut du versant (Bégin *et al.*, 1995). Ce processus est clairement identifiable par la présence de fragments de coquilles, provenant de l'unité glacio-marine sous-jacente, dans les sables éoliens de la coupe C-1. Cette période d'éolisation s'est amorcée, d'après les âges radiocarbone obtenus sur des restes organiques enfouis, vers 1 400 ans avant aujourd'hui et s'est poursuivie vers l'aval au rythme de l'émersion. En effet, au moment où les dépôts éoliens de la coupe C-1 ont commencé à se mettre en place, la terrasse d'environ 10 m d'altitude commençait à peine à émerger. Par conséquent, la mise en place des dépôts éoliens au sommet de la coupe stratigraphique C-10 a débuté plus tardivement, soit vers 110 ± 50 ans avant aujourd'hui (UL-2990). De la même façon, plusieurs lits de tourbe fossiles situés au nord et à l'est de la péninsule d'Ungava ont aussi été enfouis entre $1\,565 \pm 140$ ans ^{14}C (GSC-537) et 365 ± 70 ans ^{14}C (UL-876) (Matthews, 1967; Gangloff *et al.*, 1976; Hilaire-Marcel, 1979; Lauriol, 1982; Kasper et Allard, 2001).

3.3 Les dépôts de surface

À l'aide de la couverture de photographies aériennes à l'échelle du 1 : 10 000, une carte des dépôts de surface à grande échelle a été réalisée par photo-interprétation (Figure 3.22). Afin de s'assurer de la validité des résultats obtenus, plusieurs points de contrôle ont été effectués sur le terrain. La cartographie des dépôts de surface permet de déterminer l'étendue spatiale occupée par chaque classe de dépôts et s'avère être une source importante de données dans la réalisation d'un modèle de la dynamique sédimentaire holocène.

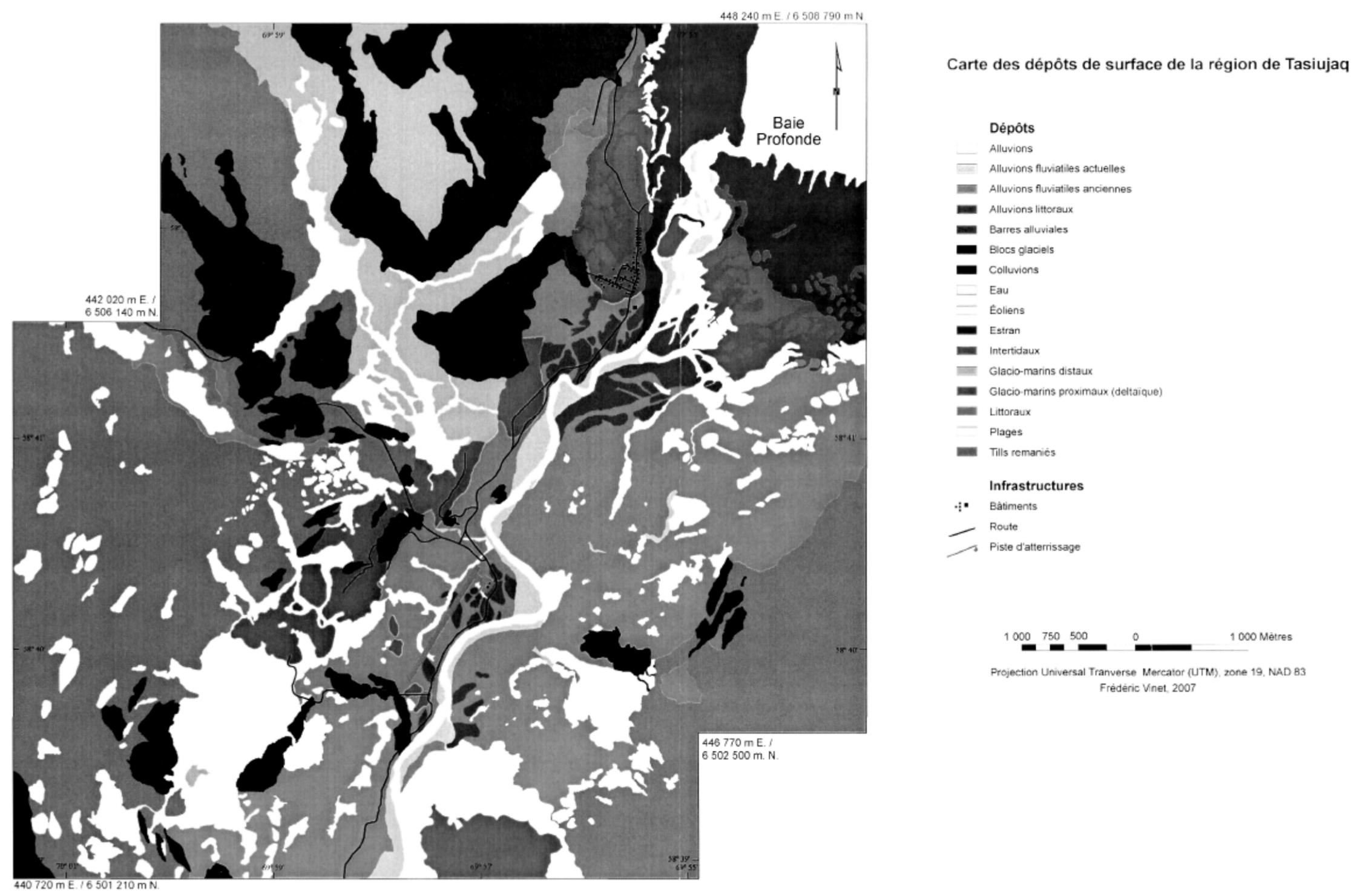


Figure 3.22 : Carte des dépôts de surface de la région de Tasiujaq.

3.3.1 Les dépôts glaciaires

Les tills remaniés

Les tills remaniés sont des dépôts glaciaires qui ont été remobilisés par les vagues et les courants lors de la régression forcée du niveau marin relatif. En effet, le battement des marées lors de la régression de la mer d'Iberville a eu pour conséquence de trier les sédiments de manière à stratifier grossièrement les dépôts dans leur partie supérieure (Figure 3.23). Le till remanié est très abondant (Gray et Pilon, 1976; Lauriol, 1982), principalement dans les secteurs plus éloignés de la vallée centrale vers lesquels les méandres de la rivière Bérard n'ont jamais migré (Figure 3.22).



Figure 3.23 : Till remanié situé dans la terrasse marine de 25 m d'altitude à l'est de la baie Profonde.

Les dépôts glacio-marins proximaux

Des dépôts glacio-marins proximaux ont été cartographiés sur la rive ouest de la Bérard le long d'un axe nord-est où ils s'appuient, en partie du moins, sur des affleurements rocheux. Ils sont composés de stratification de sables, de graviers et de galets émoussés et non-fossilifères (Figure 3.24). Ces dépôts appartiennent à un delta glacio-marin mis en place à l'embouchure de l'esker le plus au sud. Puisque ce dernier se trouve dans l'axe de la rivière, une partie de ces dépôts ont été érodés par la migration des méandres. De plus, un dépôt glacio-marin proximal associé à la sous-unité U-1b affleure au sud de la carte, sur la rive est de la rivière. Bien que ce dépôt ne soit pas issu d'un tunnel sous-glaciaire, il est tout de même associé à la progradation de dépôts mis en place lors de l'ablation de la marge glaciaire, tel que mentionné précédemment.

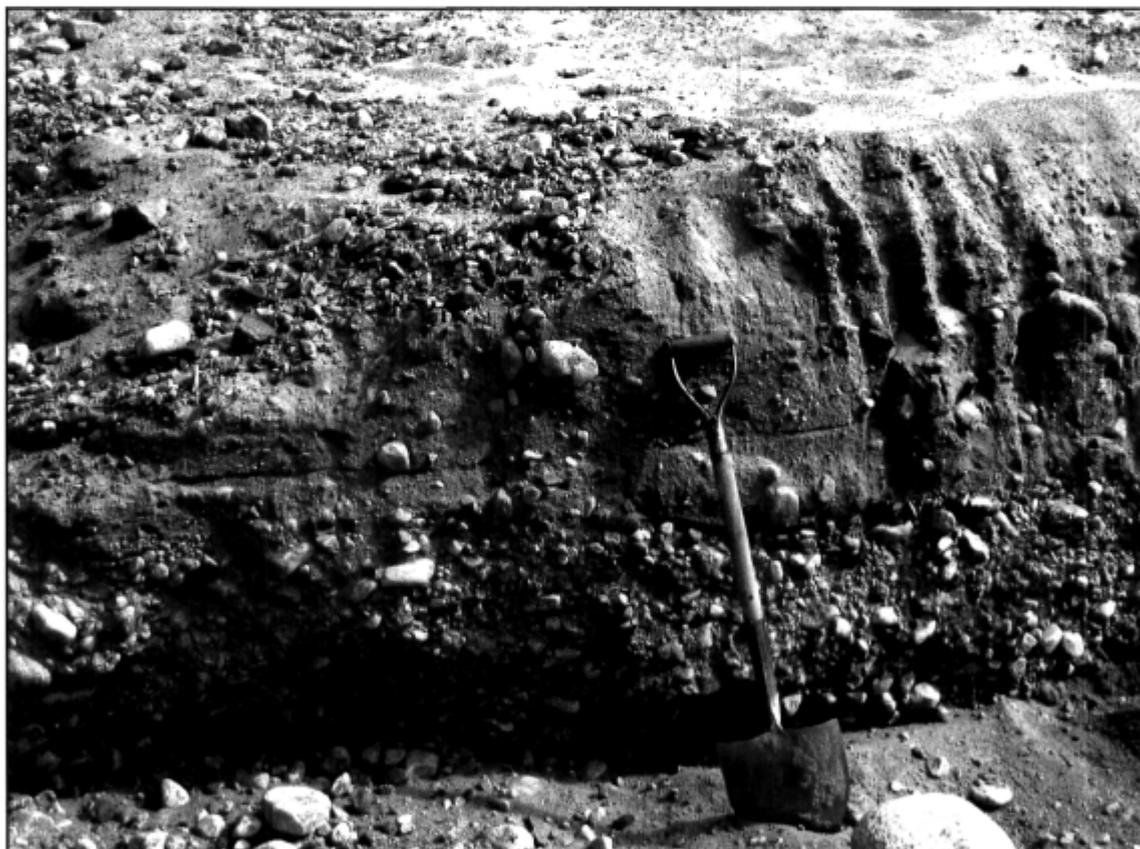


Figure 3.24 : Dépôt glacio-marin associé à la présence d'un esker, rive est de la rivière Bérard.

Les dépôts glacio-marins distaux

Une boue silto-argileuse massive et compacte dans laquelle des blocs glaciels ont été délestés a été observée à plusieurs endroits en surface (Figure 3.25). Certains indices laissent croire que cette boue est d'origine glacio-marine et non marine postglaciaire. D'abord, l'ensemble de ces dépôts subaquatiques a été observé de 50 m à plus de 100 m d'altitude. Ainsi, pour permettre la sédimentation de particules fines à cette altitude, le niveau marin relatif devait être beaucoup plus élevé. D'après la courbe d'émersion régionale actuelle (Gray *et al.*, 1993), le niveau marin nécessaire à la mise en place de ce dépôt a eu cours durant une période où les glaces continentales étaient toujours présentes. Par ailleurs, l'étendue de ces dépôts a pu être plus importante au cours de l'Holocène mais la régression forcée du niveau marin relatif ou la migration des boucles de la rivière Bérard ont pu les remanier de façon importante. Ainsi, les dépôts glacio-marins distaux observés en surface sont sans doute à rattacher aux dépôts de la sous-unité U-1c.



Figure 3.25 : Dépôt glacio-marin affleurant à 50 m d'altitude. Notez la présence d'un bloc glacial à droite de la truelle.

3.3.2 Les dépôts postglaciaires

Une grande partie des dépôts superficiels à l'embouchure de la rivière Bérard sont d'origine postglaciaire. Ils sont donc composés de sédiments déposés après la disparition de la glace ou dans un milieu non-influencé par la présence de glace distale (Syvitski, 1991). Dans la région d'étude, les dépôts postglaciaires sont principalement associés à des environnements côtiers et fluviaux ou encore associés à des conditions locales telles que le ruissellement de surface et la topographie.

Les dépôts côtiers actuels et anciens

D'abord, un estran de plusieurs centaines de mètres de largeur occupe les côtes de la baie Profonde. Il consiste en une vasière intertidale composé de silts, de sables, de graviers et d'une importante quantité de blocs glaciels géants pouvant atteindre plus de 6 m de diamètre (Figure 3.26) (Lauriol et Gray, 1980). Les travaux de Lauriol et Gray (1980) sur les blocs géants de la baie Rouge, une petite baie située directement à l'ouest de la baie Profonde, ont montré que ces derniers ont progressivement été déplacés vers le bas des versants jusque dans la zone intertidale actuelle sous l'effet du relèvement glacio-isostatique et de processus glaciels. Par ailleurs, ces blocs demeurent susceptibles d'être remobilisés par l'action glacielle vers de plus faibles altitudes au fur et à mesure que le relèvement isostatique se poursuit.

Derrière l'estran actuel, des dépôts intertidaux associés à la sous-unité U-2b forment plusieurs petites buttes qui occupent les terrasses de 10 et 14 m d'altitude. Contrairement, aux dépôts intertidaux rencontrés dans le coupe stratigraphique C-4, les buttes intertidales sont composées de stratifications de quelques centimètres d'épaisseur chacune de sables et de graviers. Ces buttes intertidales sont séparées entre elles par des alluvions littorales qui se sont mises en place lorsque la marée haute remonte dans les chenaux entre les buttes (Figure 3.27). Ils consistent en un sable fin silteux dans lequel sont dispersés quelques cailloux. De plus, des buttes semblables ont aussi été observées sur un replat d'environ 35 m d'altitude situé au nord d'un important cordon de blocs glaciels. La présence de ces buttes témoigne de présence d'une ancienne zone intertidale à cet endroit.

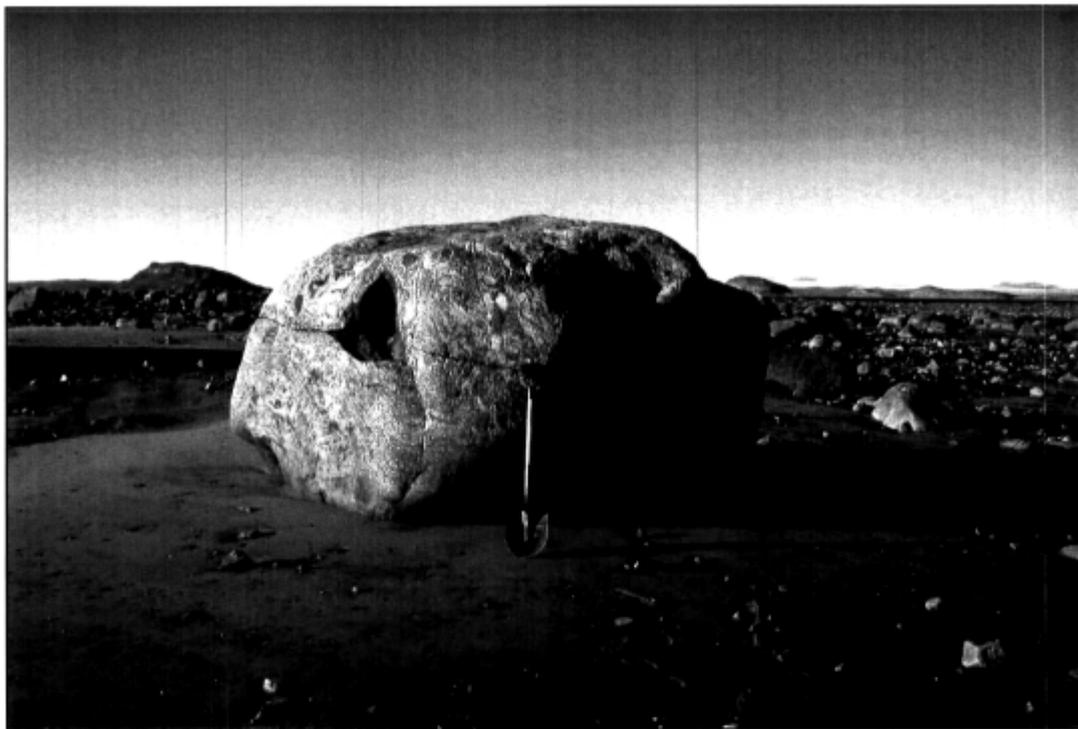


Figure 3.26 : Bloc géant sur l'estran actuel de la baie Profonde.

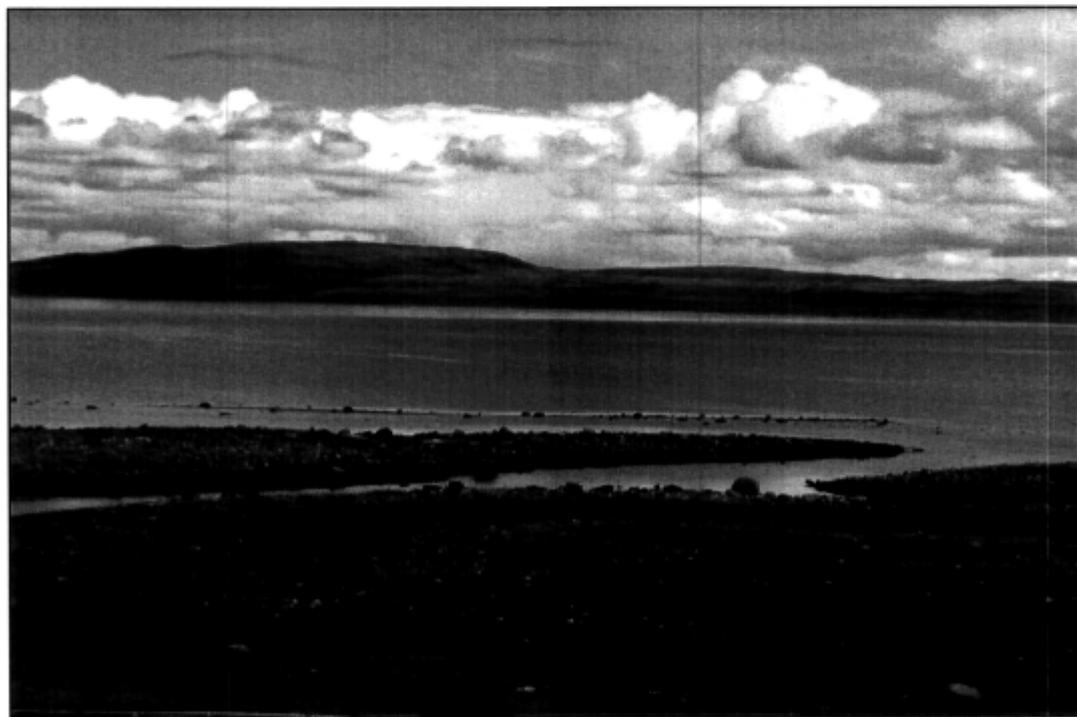


Figure 3.27 : Alluvions littorales dans la partie supérieure de l'estran de la baie Profonde. Noter la présence d'un petit cordon glaciaire émergeant à proximité du rivage.

Au niveau des hautes mers, des segments de plages discontinues entre lesquelles des dépressions permettent la mise en place d'alluvions littorales ont été observés. Ces dépôts de plages actuelles sont composés de galets émoussés sur lesquelles reposent quelques blocs glaciels géants. Plusieurs autres dépôts de plages subactuelles et plus anciennes sont aussi présents dans la vallée. Bien qu'elles soient très répandues dans le secteur de l'embouchure de la Bérard, les plages sont surtout présentes à faible altitude (Figure 3.5). En effet, le ralentissement du relèvement glacio-isostatique au cours des derniers millénaires (Gray *et al.*, 1993) a eu pour conséquence de diminuer l'altitude qui sépare les plages soulevées, ce qui a mené à une plus grande concentration de celles-ci près de l'embouchure. De plus, les dépôts de plages demeurent davantage concentrés dans les secteurs éloignés du cours d'eau puisque la migration de ce dernier a eu pour effet de remanier les dépôts de plages situés le long de sa trajectoire.

Finalement, les derniers dépôts de surface cartographiés et associés à un environnement côtier sont les dépôts littoraux indifférenciés. Ils consistent généralement en un lit de sables graveleux, parfois grossièrement stratifié, qui s'est mis en place au moment de l'émersion. À certains endroits, ces dépôts sont composés de sédiments remaniés de l'unité sous-jacente. Ils semblent avoir principalement occupé le centre de la vallée où des positions marines de plus longue durée ont pu permettre leur mise en place. Toutefois, ces dépôts ont clairement été remaniés par les méandres de la rivière Bérard le long d'un corridor de plusieurs centaines de mètres.

Les dépôts fluviaux

La régression forcée du niveau marin relatif a mené à une progradation des dépôts fluviaux vers l'aval de la vallée. De part et d'autre de la Bérard, la vallée est couverte de dépôts fluviaux mis en place à différents moments au cours de l'Holocène. D'abord, les alluvions anciennes ont été mises en place à plusieurs mètres au dessus du lit actuel de la rivière. Elles tapissent la vallée sur une largeur pouvant atteindre 1,5 km dans le secteur de l'embouchure de la rivière. À travers ces dépôts anciens, des barres alluviales dont l'axe le plus long indique la direction d'un ancien écoulement ont été observées.

Par ailleurs, les alluvions encore actives se trouvent sur les berges convexes, directement au dessus du lit actuel de la rivière et demeurent dénudées de végétation. En effet, les crues printanières poussent les glaces sur les alluvions et empêchent la végétation de s'établir (Figure 3.28). Les alluvions demeurent actives le long d'un couloir d'environ 300 m de largeur en bordure de rives des méandres. Les dépôts fluviaux actuels ont davantage progressé vers l'aval suite au relèvement glacio-isostatique récent.



Figure 3.28 : Glaces printanières déposées sur des alluvions.

Les dépôts associés à des conditions locales

L'encaissement de la rivière Bérard, sous l'effet du relèvement glacio-isostatique, a mené à l'établissement de conditions locales qui ont déterminé la distribution spatiale des dépôts éoliens dans la vallée. En effet, l'ensemble des dépôts éoliens présents près de l'embouchure de la rivière Bérard sont situés uniquement au sommet du talus d'érosion fluviale de la rive est. Parallèlement, aucun dépôt éolien n'a été observé en amont du secteur cartographié où la Bérard est très peu encaissée comparativement à la portion en aval. Dans le même ordre d'idée, les dépôts éoliens observés par Lauriol (1982) au nord du bassin aux Feuilles, dans la région de North Arm, sont aussi situés directement au sommet

du talus qui borde la rive est du cours d'eau. Ces observations concordent avec les données stratigraphiques présentées précédemment sur les processus en cause dans la mise en place des dépôts éoliens.

Enfin, des conditions locales comme le ruissellement de surface et le relief accidenté ont permis la mise en place d'alluvions et de colluvions. D'abord, des colluvions ont été observés au pied d'une importante série de plages sur la rive est de la rivière Bérard. Le ruissellement de surface et la pente davantage abrupte à cet endroit ont permis aux processus de versant, notamment la gélifluxion, de remobiliser les sédiments de plage vers le bas. De plus, l'utilisation d'un delta glacio-marin comme source de matériel de remblai par la communauté a mené à la mise en place de colluvions anthropiques à environ 400 m au nord de la piste d'atterrissage. À cet endroit, des sables glacio-marins ont en effet été remobilisés par-dessus des dépôts fluviaux après qu'un fossé de drainage ait été creusé pour évacuer l'eau d'une gravière (Figure 3.29). Par ailleurs, les alluvions les plus importantes ont été mises en place le long des ruisseaux drainant les vallées secondaires, comme c'est le cas à l'ouest du village de Tasiujaq, et sur les talus situés à l'ouest de la piste d'atterrissage (Figure 3.22). Néanmoins, il est important de noter que la fonte annuelle de la couche active entraîne un ruissellement de surface important et que seuls les principales étendues d'alluvions ont été cartographiées.



Figure 3.29 : Colluvions anthropiques mis en place en aval d'un fossé de drainage.

4 Discussion

4.1 L'écoulement glaciaire

L'orientation des formes glaciaires vers 030° , 044° et 055° dans la région d'étude montre que l'écoulement de la glace s'est fait en direction du nord-est. Bien que couvrant un éventail plutôt large, l'orientation des formes observées serait associée au même écoulement glaciaire et non pas à trois écoulements distincts. En effet, la diversité des orientations serait liée à l'influence de la topographie accidentée dans les collines du Labrador (Lauriol, 1982). Par exemple, dans le secteur de la baie rouge les orientations observées sur les versants sont de 060° alors qu'elles ne sont que de 030° en bordure de la baie. De même, les orientations mesurées au sommet des collines bordant le lac Bérard sont de 053° alors qu'elles ne sont que de 024° en bordure du lac (Lauriol, 1982). Par ailleurs, l'orientation des stries, mesurée par Lauriol (1982) à l'embouchure de l'Arnaud, de la rivière aux Mélèzes et à Aupaluk, ainsi que par Gangloff *et al.* (1979) à North Arm montre aussi un écoulement vers l'est, antérieur à l'écoulement en direction nord-est (Lauriol, 1982; Gray, 2001).

À l'échelle de la baie d'Ungava, la cartographie des formes directionnelles (Gangloff *et al.*, 1976; Hardy, 1976; Lauriol, 1982, Gray et Lauriol, 1985, Allard *et al.*, 1989; Gray *et al.*, 1993) montre que l'écoulement glaciaire s'est effectué de façon convergente vers la baie. Selon Clark *et al.* (2004), la faible topographie et le substrat malléable entourant la baie ont favorisé l'engouffrement des glaces du secteur du Labrador vers cette dernière. Par ailleurs, l'écoulement convergeant vers la baie d'Ungava a été associé à l'avancée de Gold Cove qui a culminé vers 9,9 ka BP (Veillette *et al.*, 1999). Ainsi, les formes directionnelles relevées dans la région d'étude se seraient possiblement mises en place dans un intervalle de temps d'environ 300 ans, soit la période de temps établie pour cette réavancée.

4.2 La déglaciation

4.2.1 Modalité de déglaciation

La présence de formes fluvio-glaciaires sous la limite marine, tels que les eskers observés sur le versant ouest de la vallée, témoigne d'une déglaciation sous forme d'un front stagnant. En effet, à l'extérieur de la Fosse du Labrador, l'absence de formes fluvio-glaciaires suggère que la glace s'est écoulée dans la mer jusqu'à ce qu'elle vèle. Par opposition, le relief accidenté de la fosse a empêché la glace de s'écouler librement et a mené à l'édification de formes fluvio-glaciaires (Gangloff *et al.*, 1976).

Par ailleurs, les glaces qui ont occupé la vallée de la rivière Bérard ont vraisemblablement reculé très rapidement entre le secteur de la côte actuelle et le secteur en amont du lac Jourdan. Effectivement, l'altitude croissante de la limite marine de 0,2 m/km (Lauriol, 1982) vers l'amont de la vallée témoigne du retrait relativement synchrone des glaces puisque le niveau marin relatif n'a pas eu le temps de s'abaisser entre la formation de la limite marine en aval et en amont de la vallée. La pente résiduelle de la limite marine résulte donc d'une compensation glacio-isostatique plus importante en amont, rendant imperceptible la faible différence d'altitude du niveau marin relatif associée au temps écoulé entre la déglaciation des deux secteurs. À l'opposé, la vallée de la rivière aux Feuilles, située directement à l'ouest, présente une limite marine dont l'altitude est décroissante vers l'amont, témoignant d'un recul plus saccadé de la marge glaciaire (Lauriol, 1982).

4.2.2 L'âge de la déglaciation

L'âge de la déglaciation dans la vallée de la rivière Bérard avait jusqu'à maintenant été très peu documenté. En effet, seule une datation réalisée sur un échantillon de matériel terrestre, alors daté à $5\,980 \pm 205$ ans ^{14}C (GX-5091), permettait d'estimer le moment du retrait de la marge glaciaire. Cette datation a permis à certains auteurs (Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1987; Gray *et al.*, 1993) d'émettre l'hypothèse que la région côtière au sud du bassin aux Feuilles n'avait été libre de glace qu'après 6 500 ans avant aujourd'hui, soit un âge

calendaire contemporain à 7 300 ans avant aujourd'hui. Or, des échantillons de coquilles récoltés dans la vallée de la Bérard et datés de $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP (UL-2992), $7\,050 \pm 10$ ans cal. BP (UL-2863) et $6\,790 \pm 140$ ans cal. BP (UL-3058) (Tableau 4), montrent que la mer d'Iberville occupait déjà le sud du bassin aux Feuilles il y a plus de 7 200 ans avant aujourd'hui. Ainsi, l'âge de 7 300 ans cal. BP devrait être considéré plutôt comme un âge minimum pour le retrait de la marge glaciaire de la région côtière plutôt qu'un âge maximum.

Tableau 5 : Datations radiocarbone non-corrigées, conventionnelles et étalonnées de coquilles marines et de gyttja basale associées à l'âge minimum de la déglaciation sur la côte ouest de la baie d'Ungava.

Site	No. de laboratoire	Âge ^{14}C (ans)	Âge ^{14}C (ans BP)	Âge ^{14}C (ans cal. BP)	Matériel daté	Référence
S1	I-9246	$7\,220 \pm 115$	$7\,630 \pm 115$	$7\,980 \pm 120$	<i>Hiatella arctica</i>	Gray <i>et al.</i> (1980)
S2	I-9632	$6\,990 \pm 150$	$7\,400 \pm 150$	$7\,740 \pm 60$	<i>Mya truncata</i>	Gray <i>et al.</i> (1980)
S3	GX-5308	$6\,920 \pm 205$	$7\,330 \pm 205$	$7\,690 \pm 190$	<i>Mytilus edulis</i>	Gray <i>et al.</i> (1980)
S4	GX-5093	$7\,350 \pm 320$	$7\,510 \pm 320$	$7\,870 \pm 30$	Silt organique	Gray <i>et al.</i> (1980)
S5	DIC-1277	$6\,300 \pm 75$	$6\,710 \pm 75$	$7\,110 \pm 100$	<i>Mya truncata</i>	Lauriol et Gray (1980)
S6	UL-2992	$6\,370 \pm 100$	$6\,780 \pm 100$	$7\,190 \pm 130$	Fragments coquilliers	Cette étude
S7	GX-5091	$5\,980 \pm 205$	$5\,945 \pm 205$	$6\,770 \pm 240$	Gyttja basale	Lauriol (1982)
S8	MBN 198	$6\,720 \pm 100$	$7\,130 \pm 100$	$7\,500 \pm 80$	Fragments coquilliers	Gangloff et Pissart (1983)
S9	TO-5677	$6\,640 \pm 60$	$7\,050 \pm 60$	$7\,450 \pm 60$	<i>Hiatella arctica</i>	Gray (2001)
S10	TO-1737	$8\,170 \pm 80$	$8\,580 \pm 80$	$9\,100 \pm 110$	<i>Macoma calcarea</i>	Gray <i>et al.</i> (1993)
S11	AA-14687	$7\,660 \pm 70$	$8\,070 \pm 70$	$8\,420 \pm 70$	<i>Macoma calcarea</i>	Lauriol et Gray (1997)
S12	TO-2440	$7\,690 \pm 70$	$8\,100 \pm 70$	$8\,450 \pm 70$	<i>Mya truncata</i>	Lauriol et Gray (1993)
S13	CAMS-8690	$8\,220 \pm 60$	$8\,630 \pm 60$	$9\,150 \pm 95$	<i>Yoldiella fraterna</i>	Manley et Jennings (1996)

^a Laboratoires de référence: I= Teledyne Isotopes, Westwood, New Jersey, GX= Geochron Laboratories Division,

DIC= Dicarb Radioisotopes Laboratory, UL = Université Laval, MBN = n.d., TO= Isotrace Laboratory, Université de Toronto,

AA= NSF, Université d'Arizona et CAMS= Lawrence Livermore National Laboratory, Université de Californie.

^b Âges ^{14}C conventionnels, normalisés au $\delta^{13}\text{C} = -25$ ‰.

^c Âges calibrés à 1σ , voir le texte pour les procédures de calibration.

De plus, les nouvelles datations radiocarbone obtenues dans la vallée de la rivière Bérard permettent dorénavant d'affirmer que la déglaciation sur la côte ouest de la baie d'Ungava s'est produite de façon plus synchrone que ce qui était proposé dans les travaux antérieurs (Gray *et al.*, 1993; Gray, 2001). En effet, les âges radiocarbone obtenus entre Kangirsuk et Tasiujaq montrent que la déglaciation s'est produite au minimum entre $7\,870 \pm 65$ ans cal. BP et $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP (Figure 4.1). Considérant que la mer d'Iberville occupait déjà la vallée de la Bérard à $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP, la région côtière actuelle a

vraisemblablement été libre de glace vers 7 500 ans avant aujourd'hui. Par conséquent, la côte ouest de la baie d'Ungava a connu une déglaciation relativement synchrone qui s'est effectuée dans une période d'environ 500 ans, soit entre 8 000 ans cal. BP et 7 500 ans cal. BP avant aujourd'hui.

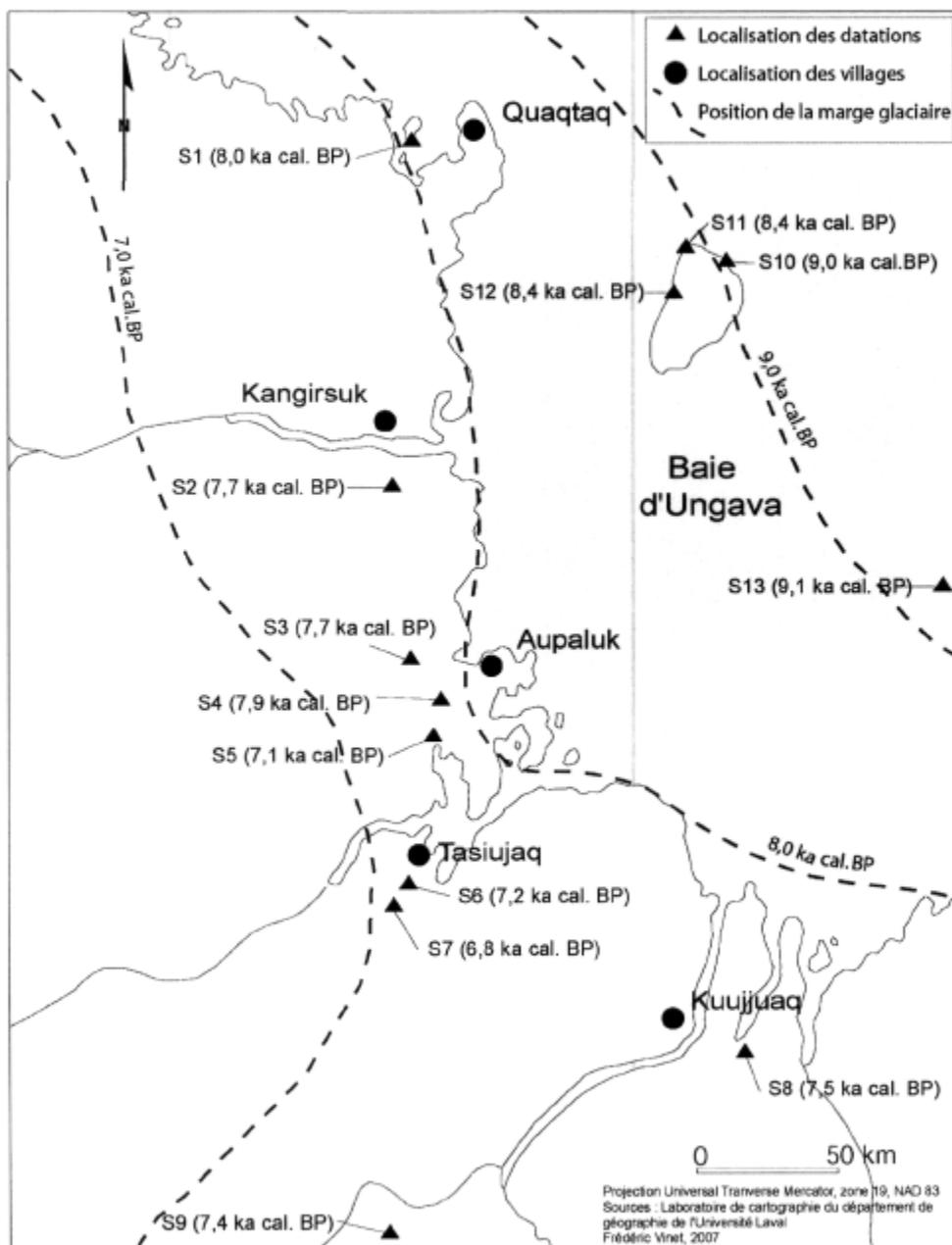


Figure 4.1 : Position de la marge glaciaire à 9,0, 8,0, et 7,0 ka cal. BP.

4.3 L'émersion des terres

En réponse au relèvement glacio-isostatique, le niveau marin relatif dans la vallée de la rivière Bérard a régressé d'environ 180 m d'altitude au cours de l'Holocène avant d'atteindre son niveau actuel. Bien que certains travaux antérieurs (Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993) se soient déjà intéressés à l'émersion postglaciaire dans cette région, les nouvelles données acquises dans la présente étude apportent des précisions et des faits nouveaux importants qui précisent la courbe d'émersion existante (Gray *et al.*, 1993).

4.3.1 La construction de la courbe d'émersion

Afin d'estimer le taux d'émersion des terres dans la vallée de la rivière Bérard au cours de l'Holocène, une courbe d'émersion a été construite (Figure 4.2). Cette dernière consiste en une estimation de la position du niveau marin relatif dans le temps en mettant en relation des datations radiocarbone et l'altitude à laquelle les matériaux biogéniques datés ont été récoltés, tout en tenant compte du milieu de vie des organismes datés. Ainsi, le niveau marin relatif est généralement considéré inférieur à l'altitude de matériaux terrestres tels que le bois, la gyttja et les paléosols alors qu'il est considéré supérieur à l'altitude des fossiles marins. Dans certains cas, l'altitude du niveau marin relatif attribuée à une datation peut être plus élevée que l'altitude à laquelle l'organisme daté a été récolté. Par exemple, dans la coupe stratigraphique C-1, l'altitude minimum du niveau marin relatif peut être déterminé par le sommet du dépôt glacio-marin plutôt que par l'altitude des deux échantillons eux-mêmes.

Les datations utilisées

Les âges radiocarbone mis à profit dans la construction de la courbe d'émersion proviennent à la fois de travaux antérieurs et de nouvelles datations réalisées dans le cadre de cette étude (Tableau 4). Les datations provenant de la littérature ont été calibrées selon les techniques d'aujourd'hui, de façon à obtenir une homogénéité entre les âges utilisés (chapitre 2).

Par ailleurs, certaines datations utilisées dans la courbe régionale précédente (Gray *et al.*, 1993) ont été rejetées de la présente courbe sur la base de deux critères. D'une part, les datations DIC-1513, DIC-1514 et DIC-1515 réalisées sur des boues organiques estuariennes échantillonnées à marée basse sur les estrans du bassin aux Feuilles ont été rejetées dû à la grande difficulté d'étalonner ce type de matériel. En effet, il est difficile de corriger ces datations à la fois pour le fractionnement isotopique et pour l'effet de réservoir puisque le type de matière organique daté et le réservoir de carbone (carbone atmosphérique ou marin) sont inconnus. De plus, pour les trois datations situées à la même altitude, soit $1\ 180 \pm 55$ ans ^{14}C (DIC-1514), 490 ± 55 ans ^{14}C (DIC-1515) et 300 ± 100 ans ^{14}C (DIC-1513) (tous non conventionnels), un écart de près de 900 ans a été observé. D'ailleurs, ces trois mêmes datations se sont avérées problématiques lors de la construction de la courbe d'émersion de Baie-aux-Feuilles (Gray *et al.*, 1993) puisqu'elles sont présentes au-dessus et en dessous du niveau marin relatif et n'ont donc pas permis de préciser sa position. D'autre part, les datations provenant du nord du bassin aux Feuilles, soit DIC-1277, DIC-1220 et DIC-1511, n'ont pas été utilisées afin d'obtenir une courbe d'émersion propre à la vallée de la rivière Bérard. De cette façon, il sera possible de vérifier si le taux d'émersion des terres est significativement différent entre le nord et le sud du bassin aux Feuilles, tel que proposé par Gray *et al.* (1993).

Éléments pertinents au tracé la courbe

D'abord, selon un âge non corrigé de $5\ 980 \pm 225$ ans ^{14}C sur une gyttja basale (GX-5091), certains auteurs (Lauriol, 1982; Gray *et al.*, 1993) ont émis l'hypothèse que la transgression ibervilienne a connu son extension maximum après 6,5 ka. Or, des fragments coquilliers âgés de $6\ 370 \pm 100$ ans BP montrent que la mer d'Iberville occupait déjà la vallée de la Bérard à cette époque. Par conséquent, l'émersion des terres s'est amorcée au niveau de la limite marine, soit entre 177 m et 192 m d'altitude, il y a plus de 7 200 ans cal. BP (Figure 4.1). La datation GX-5091 a néanmoins permis de montrer que le niveau marin relatif était déjà inférieur à 150 m d'altitude vers $6\ 770 \pm 240$ ans cal. BP (Tableau 4) puisque de la matière organique terrestre était en place à ce moment.

et contrainte par les dates limites évoquées, est représentée avec son enveloppe d'erreur possible (Figure 4.2).

4.3.2 Le taux d'émersion dans la vallée de la rivière Bérard

La courbe d'émersion postglaciaire montre que l'émergence des terres a d'abord été très rapide au moment de la déglaciation et lors des siècles qui ont suivi (Figure 4.2). Environ 50 % de l'émersion a été complétée peu avant 6 000 ans avant aujourd'hui, soit à un taux moyen d'environ 9 m par siècle. Toutefois, le peu de datations disponibles à des altitudes élevées n'a permis de faire que des estimations très approximatives. Par la suite, la courbe montre une transition entre 6 000 ans et 4 000 ans avant aujourd'hui où environ 25 % de l'émersion totale s'est produite. Durant cette période, la compensation isostatique s'est effectuée à un taux moyen d'environ 2,5 m par siècle. Enfin, le dernier 25 % de l'émersion des terres a été complété en 4 000 ans, à un taux résiduel d'environ un mètre par siècle.

Par ailleurs, la courbe d'émersion proposée dans cette étude présente une allure significativement différente de la courbe précédemment suggérée dans la littérature (Gray *et al.*, 1993). Cette dernière présente davantage un changement graduel du taux d'émersion, sans la présence d'inflexion majeure, contrairement à celle ici proposée. Néanmoins, la courbe d'émersion de la vallée de la rivière Bérard semble concorder avec les observations faites dans d'autres secteurs de la côte ouest de la baie d'Ungava. En effet, des taux d'émersion de l'ordre de 7 m/siècle ont été observés dans le secteur d'Aupaluk (Lauriol *et al.*, 1979) et de Quaqtq (Lauriol, 1982) dans le millénaire qui a suivi le retrait de la marge glaciaire des régions côtières. De plus, le taux d'émersion des terres de la côte ouest de la baie d'Ungava a aussi diminué à une vitesse entre 0,3 et 1 m/siècle (Gray *et al.*, 1980).

La légère différence entre les taux d'émersion observés dans la vallée de la rivière Bérard par rapport aux secteurs plus au nord est explicable par l'altitude plus élevée de la limite marine. En effet, un taux d'émersion plus rapide a été nécessaire pour permettre, dans un délai comparable, une compensation glacio-isostatique plus importante. Néanmoins, les taux d'émersion postglaciaire sont comparables sur l'ensemble de la côte entre Quaqtq et

Tasiujaq, soit de 7 à 9 mètres durant le premier millénaire suivant la déglaciation puis à d'environ 1 m/siècle pour le relèvement résiduel.

4.3.3 Pauses dans l'émersion postglaciaire

Bien que la courbe d'émersion de la vallée de la rivière Bérard présente la régression du niveau marin relatif comme un phénomène continu, les positions marines identifiées par les formes littorales (Figure 3.6) témoignent de pauses dans l'émersion des terres. La courbe d'émersion postglaciaire de la vallée de la rivière Bérard (Figure 4.2) permet difficilement d'établir l'âge de ces périodes de stabilité temporaire du niveau marin relatif puisque la courbe présente toujours une part importante d'incertitude. Toutefois, il est possible d'estimer l'âge des périodes de stabilité du niveau marin en utilisant les observations faites ailleurs sur la côte.

D'abord, les formes littorales répertoriées dans le secteur de la rivière aux Feuilles et de North Arm (Lauriol *et al.*, 1979; Lauriol et Gray, 1980; Lauriol, 1982), de la rivière au Chien Rouge (Lauriol *et al.*, 1979; Gray *et al.*, 1980), de la baie de Bonard (Lauriol *et al.*, 1979), de la rivière Arnaud (Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982) et de la baie de Diana (Gangloff *et al.*, 1976) permettent de retracer plusieurs positions marines communes à l'ensemble de la côte (Figure 4.3). Bien que la limite marine ne corresponde pas à un moment de pause dû à son caractère diachronique, elle suggère néanmoins une valeur de pente du niveau marin, associée au relèvement glacio-isostatique différentiel (Lauriol, 1982). À l'aide de cet indice, il est possible de relier les formes littorales entre elles.

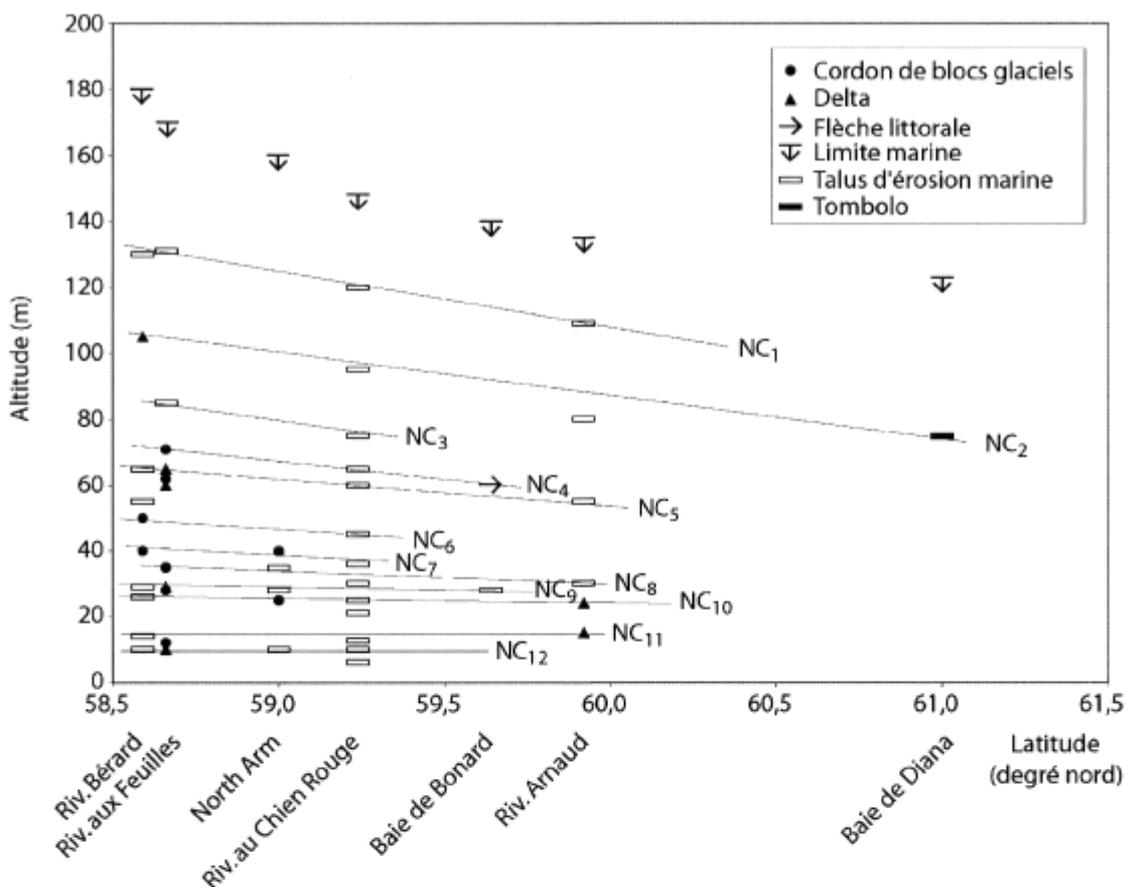


Figure 4.3 : Altitude des formes littorales émergées le long de la côte ouest de la baie d'Ungava et positions des niveaux marins communs (NC) à l'échelle régionale.

Contrairement aux positions marines horizontales identifiées dans une même vallée, les niveaux marins relatifs corrélés à l'échelle régionale peuvent présenter une pente associée au relèvement glacio-isostatique différentiel, malgré qu'ils aient eu cours au même moment (Lauriol, 1982; Allard *et al.*, 1989). Ainsi, pour chaque niveau commun (NC) à l'ensemble de la côte, la construction des formes littorales s'est effectuée de façon synchrone malgré la différence d'altitude actuelle entre les formes. Par conséquent, la courbe d'émersion d'Aupaluk-Kangirsuk (Gray *et al.*, 1993), étant la plus complète, a été utilisée afin d'évaluer l'âge des pauses d'émersion dans la vallée de la rivière Bérard et sur l'ensemble de la côte ouest de la baie d'Ungava (Tableau 6).

Tableau 6 : Estimation des âges radiocarbone et calendaires des niveaux marins communs sur la côte ouest de la baie d'Ungava.

Niveau	Altitude dans la vallée de la rivière Bérard (m)	Âge radiocarbone (ans ^{14}C) ¹	Âge calendaire (ans BP)
NC1	130	6 400- 6 200	7 300- 7 000
NC2	105	6 200- 6 100	7 000- 6 900
NC3	n.d.	6 100- 6 000	6 900- 6 800
NC4	n.d.	6 000- 5 900	6 800- 6 700
NC5	65	5 900- 5 700	6 700- 6 500
NC6	50	5 300- 5 200	6 000- 5 800
NC7	40	4 900- 4 700	5 500- 5 200
NC8	n.d.	4 700- 4 400	5 200- 5 000
NC9	29	4 400	5 000
NC10	26	4 000	4 400
NC11	14	3 000	3 300
NC12	10	2 200	2 300

¹ Les âges radiocarbone des niveaux communs (NC) ont été estimés à partir de la courbe d'émersion Aupaluk-Kangirsuk (Gray *et al.*, 1980).

Plusieurs moments de pause identifiés dans la vallée de la Bérard et sur la côte ouest de baie d'Ungava (Tableau 6) peuvent être rattachés à des lignes de rivage datées à divers endroits. Par exemple, la pause de 6 400-6 200 ans ^{14}C est aussi retraçable dans la vallée de la rivière George (Fournier et Allard, 1992) et sur la côte sud du détroit d'Hudson (Mathews, 1967) où son âge a été estimé à 6 300 ans ^{14}C . Ensuite, la pause de 5 900-5 700 ans ^{14}C , déjà identifiée par Lauriol (1982), a aussi été observée dans la vallée de la rivière George où Fournier et Allard (1992) lui ont attribué un âge de 5 800-5 700 ans ^{14}C . L'âge des niveaux communs NC6 (5 300-5 200 ans ^{14}C) et NC7 (4 900-4 700 ans ^{14}C) a plutôt été identifié comme un seul niveau datant d'environ 5 300-4 700 ans ^{14}C (Allard et Fournier, 1992). On le retrouve également en plusieurs endroits de l'est de l'Arctique (Stewart et England, 1983; Blake, 1975; Andrews et Falconer, 1969). Une ligne de rivage de 3 900 ans ^{14}C (Allard et Fournier, 1992; Mathews, 1967) pourrait aussi être associée au niveau commun NC10 dont l'âge estimé à partir de la courbe d'émersion d'Aupaluk-Kangirsuk est d'environ 4 000 ans ^{14}C (Gray *et al.*, 1993). Finalement, les niveaux NC11 et NC12 auxquels des âges de 3 000 ans ^{14}C et 2 200 ans ^{14}C ont été attribués correspondent relativement bien avec les pauses de 3 100-3 400 ans ^{14}C (Allard et Fournier, 1992; Andrews et Falconer, 1969) et de 2 450 ans ^{14}C (Allard et Fournier, 1992) observées dans l'est de l'Arctique canadien.

Bien que les pauses dans l'émersion des terres semblent plus fréquentes à faible altitude (Figure 4.3), les âges obtenus pour chacun des niveaux communs (NC) montrent qu'il n'en n'est rien. Au contraire, l'intervalle de temps qui s'est écoulé entre les pauses de faible altitude est plus long que l'intervalle de temps entre les pauses de haute altitude. Ainsi, le rapprochement des positions marines stables à travers le temps est davantage attribuable au ralentissement de l'émersion, ne permettant pas une individualisation des formes aussi marquée qu'au début de la déglaciation, qu'à une augmentation de la fréquence des pauses.

Par ailleurs, les causes de ces moments d'équilibre entre le socle et le niveau marin relatif sont peu connues (Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982). Selon Gray *et al.*, (1980), elles se trouvent probablement dans la compensation glacio-isostatique elle-même plutôt que dans un simple équilibre entre des variations eustatiques, considérées comme faibles (Mörner, 1971; Hilaire-Marcel, 1979), et le relèvement postglaciaire du socle.

4.4 La sédimentation des dépôts holocènes

4.4.1 Distribution spatiale des dépôts meubles

La mise en commun des données stratigraphiques et de la cartographie des dépôts de surface permet de dresser un portrait général de la distribution spatiale des dépôts meubles le long du cours inférieur de la Bérard. Un profil stratigraphique longitudinal (Figure 4.4) de la rive est de la rivière Bérard et deux profils stratigraphiques transversaux (Figure 4.5) ont été interprétés à partir des données disponibles. La localisation des trois profils stratigraphiques est présentée sur la figure 2.1.

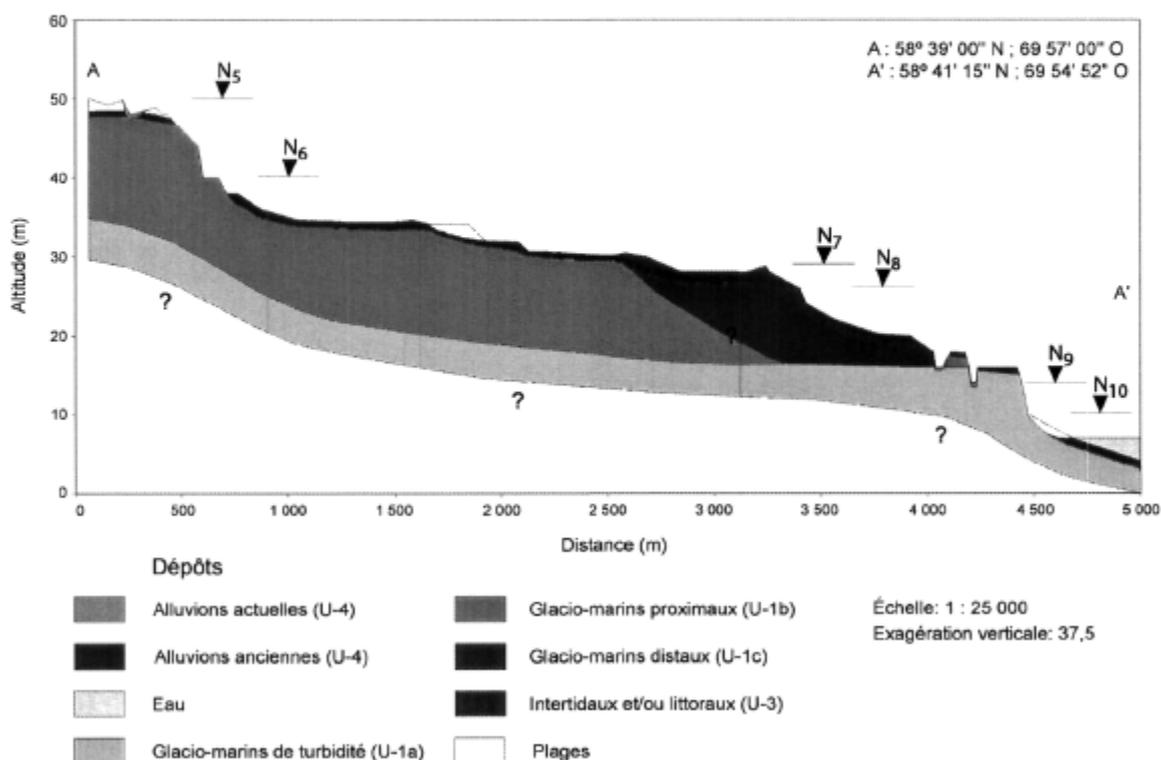


Figure 4.4 : Profil stratigraphique longitudinal de la rive est du cours inférieur de la rivière Bérard.

Les dépôts glacio-marins

D'abord les dépôts glacio-marins de turbidité (U-1a) semblent être présents sous l'ensemble des terrains situés dans le secteur de l'embouchure de la rivière Bérard (Figure 4.4). En effet, ces dépôts ont été observés dans les coupes stratigraphiques C-1, C-5 et C-9, soit entre 36,5 m et environ 14 m d'altitude, mais on ne connaît pas leur épaisseur pas plus qu'on a pu observer s'il y a des sédiments plus vieux en dessous. Dans les autres vallées bordant la baie d'Ungava, les dépôts glacio-marins fins se superposent généralement à un till dont l'épaisseur est inconnue (Lauriol *et al.*, 1979; Allard *et al.*, 1989; Gray *et al.*, 1993). Actuellement, le chenal fluvial s'encaisse à travers cette unité en plusieurs endroits et le niveau marin actuel est plus bas que leur surface (Figure 4.4 et 4.5).

Ensuite, les dépôts glacio-marins proximaux (U-1b) ont progradé par-dessus l'unité glacio-marine de type distal (U-1a) sans atteindre le secteur de la côte actuelle (Figure 4.4). Les données stratigraphiques montrent que ces dépôts n'ont pas été mis en place à une altitude inférieure à 19 m. Par ailleurs, l'existence d'un environnement marin calme, antérieur à la mise en place de sédiments associés à une accélération de la fonte de la marge glaciaire, n'est pas un phénomène unique à la vallée de la rivière Bérard. En effet, une coupe stratigraphique (RD3) dans la vallée de la rivière Déception suggère aussi l'existence d'une période d'eau profonde calme, antérieure à la mise en place d'un cône sous-marin (Gray *et al.*, 1993).

Enfin, les dépôts glacio-marins distaux de l'unité U-1c n'ont été que très faiblement préservés. En effet, seul un dépôt d'une dizaine de mètres d'épaisseur est toujours présent en aval de l'unité U-1b (Figure 4.4). Le transect C-C' (Figure 4.5) montre aussi qu'un mince placage au-delà de 50 m d'altitude a résisté à l'érosion côtière qui a eu cours lors de la régression marine. Auparavant, Gray *et al.* (1980) avaient interprété une unité semblable et d'âge comparable du secteur d'Aupaluk comme un retour à des conditions d'eau profonde résultant d'une transgression marine. Or, les nouvelles données stratigraphiques acquises dans la vallée de la rivière Bérard suggèrent davantage un changement dans l'apport sédimentaire plutôt qu'un changement du niveau marin relatif pour expliquer la

succession d'un environnement de type distal à un environnement proximal, précédant un retour à des conditions distales.

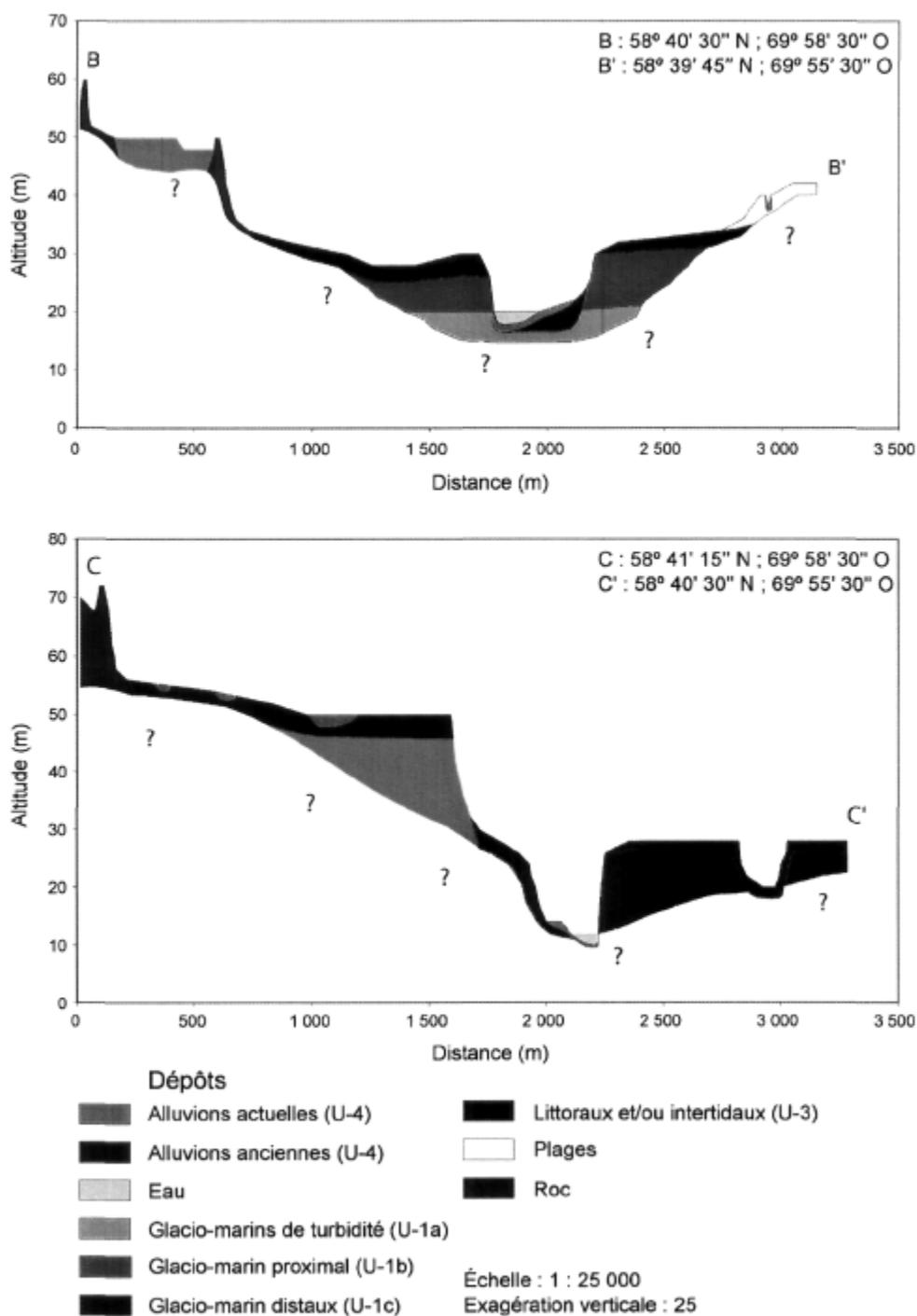


Figure 4.5 : Profils stratigraphiques transversaux des transects B-B' et C-C'.

Les dépôts côtiers (littoraux/intertidaux et plages)

Le long du cours fluvial inférieur, les dépôts côtiers s'étendent de façon discontinue sur les replats qui n'ont pas été affectés par les processus alluviaux (Figure 4.4). Ils reposent généralement sur le plancher de la vallée, en discordance sur des dépôts glacio-marins beaucoup plus anciens. Il en est de même en plusieurs endroits en bordure de la baie d'Ungava tel qu'à la pointe Elson (Allard *et al.*, 1989) et dans le secteur d'Apaluk (Lauriol, 1982). Sur les terrasses plus élevées, ces dépôts semblent moins présents, à l'exception de quelques séries de plages perchées (Figure 4.5). Enfin, le transect C-C' (Figure 4.5) montre que les dépôts côtiers déposés au centre de la vallée sont susceptibles d'être remaniés par le déplacement des boucles de méandre.

Les dépôts alluvionnaires

Les alluvions occupent un corridor étroit de part et d'autre de la rivière Bérard (Figure 4.5 transect B-B') qui s'élargit près de l'embouchure de la rivière (Figure 4.5 transect C-C'). Le transect C-C' (Figure 4.5) montre que des dépôts anciens peuvent être préservés entre les chenaux abandonnés de la rivière. En effet, la migration des méandres ne mène pas nécessairement au remaniement des dépôts antérieurs puisque certaines boucles sont abandonnées subitement sans qu'il n'y ait de migration latérale d'un méandre. La présence de dépôts glacio-marins entre un chenal abandonné et le chenal actuel de la rivière Bérard illustre bien ce phénomène. L'accumulation de dépôts alluvionnaires en discordance sur des dépôts glacio-marins a aussi été observée dans le secteur d'Apaluk (Lauriol, 1982).

4.4.2 L'importance des surfaces d'érosion

L'examen des profils stratigraphiques a permis de constater l'ampleur des surfaces d'érosion qui caractérisent une grande partie des contacts entre les unités stratigraphiques. Bien que les surfaces d'érosion soient chose commune dans plusieurs types d'environnements sédimentaires, la discordance séparant les dépôts glacio-marins des dépôts d'émergence (littoraux/intertidaux et plages) semble être un phénomène moins répandu.

Sur la côte est de la baie d'Hudson, d'importantes quantités de sédiments paraglaciacaires ont été observés de 0 m à 100 m d'altitude entre les dépôts glacio-marins et les dépôts d'émersion (Lajeunesse, 2000; Lajeunesse et Allard, 2003). L'accumulation d'importants volumes de sédiments, principalement issue de l'encaissement de chenaux fluviaux à travers des dépôts glaciogéniques, s'est entamée dans plusieurs vallées dès 5 760 ans cal. BP (Lajeunesse et Allard, 2003). Or, ce type de dépôt est complètement absent de la région d'étude et correspond à une période de discordance. La coupe C-1 illustre bien ce phénomène puisque aucun dépôt ne représente la période entre la sédimentation glacio-marine (faciès II) où des coquilles *in situ* ont été datées à $6\,790 \pm 140$ ans cal. BP (UL-3058) et le moment de l'émersion des terres estimé à 5 000 ans avant aujourd'hui (calendaire). Des discordances semblables sont aussi observables dans les coupes stratigraphiques C-5, C-6 et C-9.

L'importance des surfaces d'érosion dans la région d'étude pourrait être attribuable au faible taux de relèvement glacio-isostatique en deçà de 50 m d'altitude mais aussi à l'importante amplitude des marées. En effet, le régime macrotidal qui affecte les côtes du bassin aux Feuilles a pour conséquence de prolonger dans le temps le contact entre la mer et la côte malgré l'abaissement du niveau marin relatif. Ainsi, l'action prolongée des processus d'érosion côtière a pu permettre le remaniement de grandes quantités de sédiments, laissant aujourd'hui place à d'importantes discordances entre les unités stratigraphiques. Par opposition, dans le secteur de la rivière Nastapoka où les observations de Lajeunesse et Allard (2003) ont été faites, l'amplitude moyenne des marées est estimée être inférieure à un mètre (Lavoie *et al.*, 2002). Par conséquent, le régime marégraphique dans ce secteur n'a pas permis de contact prolongé entre la côte et la mer durant la régression forcée.

La discordance qui sépare les dépôts glacio-marins anciens des dépôts côtiers perchés et actuels semble répandue à l'échelle de la baie d'Ungava. Au sud-est de la baie, une coupe stratigraphique du secteur de la rivière George montre un lit de 7,0 m d'épaisseur de sables et de graviers littoraux reposant sur des limons argileux glacio-marins (Allard *et al.*, 1989). Le contact entre les deux unités présente une discordance de plus de deux mille ans. Dans

le secteur d'Aupaluk, des sables graveleux contenant des blocs glaciels reposent à environ 115 m d'altitude sur un dépôt glacio-marin, composé de sables stratifiés et fossilifères, dans lequel des *Mya truncata* ont été datées à $6\,945 \pm 25$ ans ^{14}C (Lauriol, 1982). Ces deux régions, tout comme l'ensemble des côtes de la baie d'Ungava, subissent un régime macrotidal parmi les plus importants au monde (Archer et Hubbard, 2003) favorisant la mise en place de surfaces d'érosion menant à des discordances stratigraphiques.

4.5 Chronologie des évènements holocènes

Les nouvelles données stratigraphiques et radiochronologiques acquises le long du cours inférieur de la rivière Bérard ont permis d'établir un cadre chronologique entourant les principaux évènements tardiglaciaires et postglaciaires. Les intervalles de temps présentés dans cette chronologie sont tous basés sur des âges radiocarbone réalisés dans le cadre de cette étude et d'études antérieures ou encore estimés à partir de la courbe d'émersion postglaciaire de la vallée de la rivière Bérard. Tous les intervalles de temps sont présentés en années calendaires.

Période antérieure à 7,2 ka cal. BP

La morphogenèse des formes de terrain dans la vallée de la rivière Bérard a débuté peu avant 11 500 ans avant aujourd'hui. C'est à ce moment que la marge glaciaire a réavancé vers le détroit d'Hudson pour atteindre la péninsule de Méta Incognita au sud de l'île de Baffin (Veillette *et al.*, 1999). Par la suite, la marge glaciaire a reculé vers la baie d'Ungava où la pointe nord de l'île d'Akpatok fut libre de glace peu avant 9 000 ans avant aujourd'hui (Andrews *et al.*, 1995; Gray, 2001). Enfin, 8 000 ans avant aujourd'hui, la péninsule de Quaqtq et la baie de Diana étaient déjà libres de glace alors que la vallée de la rivière Bérard était toujours englacée.

7,2 ka à 6,8 ka cal. BP

Il y a au minimum $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP (UL-2992), le recul de la marge glaciaire a permis à la mer d'Iberville d'envahir la vallée de la rivière Bérard jusqu'à une altitude de 177 m à 192 m par rapport au niveau marin moyen actuel (Lauriol, 1982). Les eskers et les deltas glacio-marins qui leur sont associés se sont édifiés rapidement après la transgression marine tel qu'en témoigne l'altitude élevée des surfaces deltaïques (Lauriol, 1982). Avant $6\,790 \pm 140$ ans cal. BP (UL-3058), une période d'accalmie dans la fonte des glaces a permis la sédimentation de dépôts glacio-marins fins (U-1a) alors que la marge glaciaire était toujours à proximité de la région d'étude. Une pause semblable aurait aussi eu lieu dans la vallée de la rivière Déception il y a près de 11 000 ans avant aujourd'hui (Gray *et al.*, 1993).

6,8 ka à 6,1 ka cal. BP

Depuis au moins $6\,790 \pm 140$ ans cal. BP (UL -3058), la fonte des glaces semble s'être accélérée dans la vallée de la Bérard puisqu'une grande quantité de sédiments glacio-marins proximaux (U-1b) a progradé par-dessus des dépôts plus anciens. La sédimentation de ce type de dépôts s'est complétée avant $6\,070 \pm 110$ ans cal. BP (UL-2949) alors que la mise en place de dépôts glacio-marins distaux était déjà amorcée. D'ailleurs, l'intervalle de temps entre 6,8 et 5,6 ka cal. BP correspond, pour certains auteurs (Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1987; Clark *et al.*, 2000) à une période au cours de laquelle la marge glaciaire a reculé de façon importante avant de se fractionner en plusieurs petits dômes résiduels.

6,1 ka à 5,6 ka cal. BP

Suite au recul important de la marge glaciaire, la distance séparant la région d'étude des glaces résiduelles a favorisé la mise en place de dépôts glacio-marins distaux (U-1c) depuis au moins $6\,070 \pm 110$ ans cal. BP (UL-2949). La distance entre le milieu marin et le front glaciaire était plus importante durant cette période qu'au cours des siècles précédents dû à l'émersion des terres autrefois submergées. Ainsi, à 6,1 ka avant aujourd'hui, le niveau

marin relatif se situait déjà aux environs de 90 m d'altitude, soit à 50 % de l'émersion totale.

5,6 ka cal. BP à aujourd'hui

D'après la courbe d'émersion postglaciaire, la mer d'Iberville a occupé la région d'étude sous 50 m d'altitude (altitude maximale du plancher de la vallée dans la couverture au 1 : 10 000) jusque vers 5,6 ka avant aujourd'hui. Par conséquent, ce n'est que depuis cette période que le chenal fluvial a pu s'avancer jusque dans la région d'étude. Ainsi, la mise en place des dépôts et les formes fluviales cartographiées ne peut être antérieure à 5,6 ka avant aujourd'hui.

1,4 ka cal. BP à aujourd'hui

L'encaissement relativement récent du chenal fluvial à faible altitude n'a permis la mise en place de dépôts éoliens que depuis $1\,390 \pm 60$ ans cal. BP sur les replats des berges (QU-377). Toutefois, l'accumulation de dépôts éoliens étant partiellement contrôlée par l'émersion des terres, les dépôts éoliens observés à 10 m d'altitude sont davantage tardifs et n'ont pu se mettre en place qu'à partir de 110 ± 50 ans cal. BP (UL-2990). L'accumulation de dépôts éoliens se poursuit toujours aujourd'hui tel qu'en témoignent les surfaces d'accumulation dépourvues de végétation.

Conclusion

Cette étude avait pour objectif de caractériser l'évolution géomorphologique et sédimentaire le long du cours inférieur de la rivière Bérard, en réponse au manque de connaissances sur l'évolution postglaciaire de la vallée. Cette dernière présentait en plus l'intérêt d'être un site de choix pour l'étude géomorphologique d'une vallée soumise à des conditions macrotidales en régression forcée, dans un environnement dominé par le pergélisol. La photo-interprétation, le rafraîchissement de coupes stratigraphiques et la cueillette d'échantillon minéraux et biogéniques ont permis d'acquérir de nouvelles données dans la vallée.

D'une part, les formes de terrains associées au dernier écoulement glaciaire, à la fonte des glaces, à la transgression puis à la régression marine ainsi qu'au processus fluviaux ont été cartographiées à partir de photographies aériennes à l'échelle 1: 35 000. Les stries, les crag-and-tails, les drumlinoïdes et les sillons glaciaires indiquent des directions d'écoulement de 030°, 044° et 055°. Les deltas glacio-marins mis en place en aval des eskers montrent que la déglaciation s'est effectuée en contact avec la mer sous forme d'une marge stagnante. Les formes littorales répertoriées dans la vallée témoignent de pauses dans l'émersion des terres à des altitudes de 130 m, 105 m, 65 m, 55 m, 50 m, 40 m, 29 m, 26 m, 14 m et 10 m. Enfin, l'encaissement du chenal fluvial a mené à la formation de talus d'érosion et de terrasses. Ces dernières sont de type non apparié et sont issues de l'encaissement continu des méandres.

D'autre part, dix coupes stratigraphiques naturelles, situées en bordure de rivière, ont été étudiées. Les lithofaciès ainsi que les analyses granulométriques et radiochronologiques ont permis d'identifier cinq unités stratigraphiques. Elles se rattachent à des environnements sédimentaires glacio-marins, deltaïques, littoraux, fluviaux et éoliens. Ces environnements sédimentaires sont aussi retraçables dans les dépôts de surface cartographiés le long du cours inférieur de la rivière Bérard. Ces nouvelles données ont permis d'améliorer le niveau de connaissance à l'échelle locale dans la vallée de la rivière Bérard mais également à l'échelle régionale sur l'ensemble de la côte ouest de la baie d'Ungava.

D'abord, le dernier écoulement glaciaire dans la vallée s'est effectué en direction du nord-est. La déglaciation de la vallée s'est produite il y a au minimum $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP. La présence de formes fluvio-glaciaires sous la limite marine indique que la déglaciation s'est effectuée sous la forme d'une marge stagnante. Parallèlement, le relèvement glacio-isostatique a mené à la régression forcée des eaux marines d'environ 180 m par rapport au niveau marin actuel. Au cours du premier millénaire suivant le début de la déglaciation, environ 50 % de l'émersion totale des terres a été complétée à un taux moyen d'environ 9 m/siècle alors que le relèvement résiduel s'est effectué à un taux moyen d'environ 1 m/siècle. Bien que la courbe d'émersion de la vallée de la rivière Bérard permette difficilement d'établir l'âge des lignes de rivages perchés, l'âge des niveaux communs à l'ensemble de la côte ouest de la baie d'Ungava a pu être estimé à partir de la courbe de Aupaluk-Kangirsuk. Ainsi, les moments de stabilité plus ou moins prolongés du niveau marin relatif ont eu cours vers 7 300-7 000 ans (130 m), 7 000-6 900 ans (105 m), 6 700-6 500 ans (65 m), 6 000-5 800 ans (50 m), 5 500-5 200 ans (40 m), 5 000 ans (29 m), 4 400 ans (26 m), 3 300 ans (14 m) et 2 300 ans avant aujourd'hui (10 m). Par ailleurs, la distribution spatiale des dépôts holocènes a permis de constater l'importance des surfaces d'érosion. Ces dernières ont été associées à un taux relativement faible de relèvement glacio-isostatique depuis 6000 ans, à l'altitude relativement basse de la plaine côtière dans la région d'étude et à l'importante amplitude marégraphique.

Bref, il a été démontré que depuis la transgression ibervilienne, il y a au minimum $7\,190 \pm 130$ ans cal. BP, la régression forcée du niveau marin relatif, associée à un important marnage marégraphique, a contrôlé l'évolution géomorphologique et sédimentaire de la vallée de la rivière Bérard. Ce mécanisme de contrôle a influencé l'édification des formes de terrain, la mise en place, mais également le remaniement des dépôts holocènes en plus de régulariser le niveau de base du chenal fluvial. Ainsi, la position du niveau marin relatif est vraisemblablement le facteur prépondérant dans l'évolution holocène de la vallée.

Bibliographie

- Allard, M. et Seguin, M. K., 1987. Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives. *Géographie physique et Quaternaire*, 370 : 151-173.
- Allard, M., Fortier, D. et Fortier, R., 2005. Caractérisation des conditions de pergélisol aux aéroports du Nunavik : Résultats de travaux effectués à l'été 2004 à Tasiujaq, Aupaluk, Kangirsuk et Quaqtac. Rapport déposé au Ministère des transports du Québec. 24 p.
- Allard, M., Fournier, A., Gahé, É. et Séguin, M.K., 1989. Le Quaternaire de la côte sud-est de la baie d'Ungava, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 : 325-336.
- Andrews, J.T. et Falconer, G., 1969. Late-glacial post-glacial history and emergence of the Ottawa Islands, Hudson Bay: Evidence on the deglaciation of Hudson Bay. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 : 1263-1276.
- Archer, A.W. et Hubbard, M. S., 2003. Highest tides of the world. *Geological Society of America, Special Paper 370* : 151-173.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hilaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D. et Ganon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8, 200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400 : 344-348.
- Bégin, C., Michaud, Y. et Filion, L., 1995. Dynamics of a Holocene cliff-top dune along Mountain River, Northwest Territories, Canada. *Quaternary Research*, 4 : 392-404.
- Bérard, J., 1965. Région du lac Bérard, Nouveau-Québec. Québec. Ministère des Richesses Naturelles. Commission géologique du Canada, Rapport géologique 111. 172 p.
- Blake, W., Jr., 1975. Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, Southern Ellesmere Island, Arctic, Canada. *Geografiska Annaler*, 57A : 1-71.
- Blott, S.J. et Pye, K., 2001. Gradistat : A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 : 1237-1248.
- Boggs, S. Jr., 1987. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill, Publ. Co. 784 p.

- Christopherson, R.W., 2000. *Geosystems: an introduction to physical geography*, fourth edition. Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey. 626 p.
- Church, M. et Ryder, R.M., 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America*, 83 : 3059-3072.
- Clark, C.D., Knight, J.K. et Gray, J.T., 2000. Geomorphological reconstruction of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science reviews*, 19 : 1343-1366.
- Coakley, J.P. et Syvitski, J.P.M., 1991. SediGraph technique, dans Syvitski, J.P.M. (éd.), *Principles, methods and application of particule size analysis*. Cambridge University Press. pp.129-142.
- Dimroth, E., Baragar, W.R.A., Bergeron, R. et Jackson, G.D., 1970. The filling of the Circum-Ungava Geosyncline, dans Baer, A.J. (éd.), *Symposium on basins and geosynclines of the Canadian shield*. Geological survey of Canada, Paper 70-40 : 45-142.
- Dyke, A.S. et Prest, V.K., 1987. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41 : 127-149.
- Environnement Canada, 2006. Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000. www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/index_f.html.
- Folk, R.L. et Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27 : 3-26.
- Fournier, A. et Allard, M., 1992. Periglacial shoreline erosion of a rocky coast : George River estuary, northern Quebec. *Journal of Coastal Research*, 8 : 926-942.
- Fulton, R.J. (sous la direction de), 1989. *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. Ottawa, Commission géologique du Canada, vol. 1. 907 p.
- Gangloff, P., Gray, J.T. et Hilaire-Marcel, C., 1976. Reconnaissance géomorphologique sur la côte ouest de la baie d'Ungava, Nouveau-Québec. *Revue de Géographie de Montréal*, 30 : 339-348.
- Gangloff, P. et Pissart, A., 1984. Évolution géomorphologique et paises minérales près de Kuujjuaq (Fort-Chimo, Québec). *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 19 : 9-132.

- Gray, J.T., 2001, Patterns of ice flow and deglaciation chronology for southern coastal margins of Hudson Strait and Ungava Bay, dans *Marine Geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada, Late Quaternary Sediments, Depositional Environments, and Late Glacial-Deglacial History derived from marine and terrestrial studies*, (éd.) B. MacLean; Geological Survey of Canada, Bulletin 566, pp. 31-55.
- Gray, J.T., de Boutray, B., Hilaire-Marcel, C et Lauriol, B., 1980. Postglacial emergence of the west coast of Ungava Bay, Québec. *Arctic and Alpine Research*, 12 : 19-30.
- Gray, J.T. et Lauriol, B., 1985. Dynamics of the Late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence. *Arctic and Alpine research*, 17 : 289-310.
- Gray, J.T., Lauriol, B., Bruneau, D. et Ricard, J., 1993. Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1676-1696.
- Gray, J.T., et Pilon, J., 1976. Permafrost distribution at Tasiujaq (Leaf Basin) on the south west coast of Ungava Bay, New Québec. *Revue de Géographie de Montréal*, 30 : 367-373.
- Gray, J.T., Pilon, J. A. et Poitevin, J., 1993. Le pergélisol et la couche active dans la toundra forestière au sud de la baie aux Feuilles, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 : 253-264.
- Hadjouis, A., 1987. Granulométrie des fractions sableuses, dans J.C. Miskovski (éd.). *Géologie de la Préhistoire*. Paris; Géopré. pp. 413-426
- Hardy, L., 1976. Contribution à l'étude morphologique de la portion québécoise des Basses Terres de la baie de James. Thèse de Ph.D., Université McGill., Montréal. 264 p.
- Hilaire-Marcel, C., 1976. La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de Géographie du Québec*, 20 : 185-220.
- Hilaire-Marcel, C., 1979. Les mers postglaciaires du Québec : quelques aspects. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, Gl. 293 p.
- Hunt, D. et Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81 : 1-9.
- Kasper, J.N. et Allard, M., 2001. late-Holocene climatic changes as detected by the growth and decay of ice wedges on the southern shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada. *The Holocene*, 11 : 563-577.

- Lajeunesse, P., 2000. Géomorphologie et géologie du Quaternaire de la région de la rivière Nastapoka, côte est de la Baie d'Hudson. Thèse de doctorat. Université Laval. 239 p.
- Lajeunesse, P. et Allard, M., 2003. Late quaternary deglaciation, glaciomarine sedimentation and glacioisostatic recovery in the rivière Nastapoka area, eastern Hudson Bay, Northern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 57 : 65-83.
- Lauriol, B. et Gray, J.T., 1980. Processes responsible for the concentration of boulders in the intertidal zone in Leaf Basin, Ungava, dans *The Coastline of Canada*, S.B. McCann (éd.). Geological Survey of Canada, Paper 80-10, pp. 281-292.
- Lauriol, B. et Gray, J.T., 1987. The decay and disappearance of the Late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula, northern Québec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 19 : 109-126.
- Lauriol, B., Gray, J.T., Héту, B. et Cyr, A., 1979. Le cadre chronologique et paléogéographique de l'évolution marine depuis la déglaciation dans la région d'Aupaluk, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 : 189-203.
- Laverdière, C. et Bernard, C., 1969. Mer d'Iberville. *Revue de Géographie de Montréal*, 23 : 355-358.
- Lavoie, C., Allard, M. et Hill, Philip R., 2002. Holocene deltaic sedimentation along an emerging coast : Nastapoka River delta, eastern Hudson Bay, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39 : 505-518.
- Lévesque, R., Allard, M., Seguin, M. K. et Pilon, J.-A., 1990. Données préliminaires sur le régime thermique du pergélisol dans quelques localités du Nunavik, Québec. Actes de la V^e Conférence canadienne sur le pergélisol, Université Laval, Centre d'études nordiques, collection Nordicana, 54 : 207-214.
- Manley, W.F. et Jennings, A.E., 1996. Radiocarbon date list VIII: Eastern Canadian Arctic, Labrador, northern Quebec, east Greenland shelf, Iceland shelf, and Antarctica. Boulder: Institute of Arctic and Alpine Research, Occasional Paper No. 50.
- Matthews, B., 1967. Late Quaternary events in Northern Ungava, Québec. Thèse de Ph.D., McGill University, Montréal. 283 p.
- McNeely, R., Dyke, A.S. et Southon, J.R., 2006. Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment. Commission géologique du Canada, Dossier public 5049. 3 p.
- Payette, S., 1976. Les limites écologiques de la zone héli-arctique entre la mer d'Hudson et la baie d'Ungava, Nouveau-Québec. *Cahier de géographie du Québec*, 20 : 347-364.

- Pienitz, R., Lortie, G. et Allard, M., 1991. Isolation of lacustrine basins and marine regression in the Kuujjuaq area, northern Québec, as inferred from diatom analysis. *Géographie physique et Quaternaire*, 45 : 155-174.
- Pilon, J. A., Annan, A. P., Davis, J. L. et Gray, J. T., 1979. Comparaison of thermal and radar active layer measurement techniques in the Leaf Bay area, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 : 317-326.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. et Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples and exploration signification. *AAPG Bull.*, 76 : 1687-1709.
- Reineck, H.-E. et Singh, I.B., 1980. *Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics*. Second edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York. 549 p.
- Robitaille, A. et Allard, M., 1996. Guide pratique d'identification des dépôts de surface au Québec : notions élémentaires de géomorphologie. Ministère des ressources naturelles, Directions de la gestion des stocks forestiers et la Direction des relations publiques. Publications du Québec, Sainte-Foy, Québec. 109 p.
- Singer, J.K., Anderson, J.B., Ledbetter, M.T., McCave, I.N., Jones, K.P.N. et Wright, R., 1988. An assessment of analytical techniques for the size analysis of fined-grained sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 : 534-543.
- Stevenson, I.M., 1968. A geological reconnaissance of Leaf River Map-Area, New Québec and Northwest Territories. Commission Géologique du Canada, Mémoire 356.
- Stewart, T.G., et England, J., 1983. Holocene sea-ice variations and paleoenvironmental change, northernmost Ellesmere Island, N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine research*, 15 : 1-17.
- Stuiver, M. et Polach, H.A., 1977. Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19 : 355-363.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35 : 215-230.
- Syvitski, J.P., 1991. Towards an understanding of sediments deposition on glaciated continental shelves. *Continental Shelf Research*, 11 : 897-937.
- Tremblay, P., Cloutier, D. et Héquette, A., 1997. Manuel d'analyse granulométriques 2nd. Laboratoire de sédimentologie, Université Laval, Québec. Nom, A., Paris : Gallimard, 1958. 230p.

- Veillette, J.J., Dyke, A.S. et Roy, M., 1999. Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from the northern Quebec. *Quaternary Sciences reviews*, 18 : 993-101.
- Wilson, C.V., 1971. Atlas climatologique du Québec. Service de l'environnement atmosphérique du Canada, Toronto.
- Wilson, C.V., 1973. Le climat du Québec en deux parties. Ottawa : Information Canada. 2 vol.