

FACULTÉ DES LETTRES
Département de géographie

CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS POST-GLACIAIRES
À L'HOLOCÈNE DANS LA BASSE VALLÉE DU GOUFFRE
(CHARLEVOIX)

ROBERT BONENFANT

Mémoire
Présenté
pour l'obtention
du grade de maître ès arts (M.A.)

ÉCOLE DES GRADUÉS
UNIVERSITÉ LAVAL

MARS 1993

RÉSUMÉ

La basse vallée de la rivière du Gouffre est remblayée par des dépôts quaternaires appartenant au Wisconsinien et à l'épisode marin goldthwaitien. Le lit rocheux préglaciaire correspond à une faille orientée NO-SE. Le refroidissement climatique qui a sévi sur la région au Fini-glaciaire a permis une réavancée du front glaciaire associé à la récurrence de Saint-Narcisse, phase durant laquelle s'effectua la mise en place de matériel glacio-marin. La mer de Goldthwait a par la suite submergé la vallée jusqu'à la cote de 170 m. L'analyse des coupes stratigraphiques et les datations ^{14}C obtenues à partir d'échantillons prélevés dans les sédiments fini-glaciaires et holocènes ont permis de définir la chronologie des événements depuis plus de 11 000 ans BP. À cette époque, un lobe de glace flottante s'est avancée jusqu'à l'embouchure de la baie Saint-Paul et vraisemblablement à l'intérieur de l'estuaire moyen. La photo-interprétation a permis de circonscrire le plus ancien glissement de terrain qui est survenu dans la vallée, lequel date l'abaissement du niveau marin au niveau de la terrasse de 20-35 m. Une discontinuité liée aux argiles basculées, non liquéfiées, est observable sous les dépôts de la terrasse de 8-10 m et au niveau du haut estran. L'existence d'un niveau marin plus bas que l'actuel vers 4600 ans BP a aussi été suggérée dans la baie. La courbe d'émersion post-glaciaire proposée pour ce secteur rend compte d'un déglacement qui semble s'être produit de l'est vers l'ouest de la vallée.

RÉSUMÉ

La basse vallée du Gouffre qui englobe la baie Saint-Paul est située dans le moyen estuaire du Saint-Laurent, sur la rive nord du fleuve, à une centaine de kilomètres en aval de Québec. L'estran dont la superficie dépasse légèrement 7 km² est accolé à une basse terrasse de 6-10 m d'élévation dont la largeur jusqu'à la terrasse de 20-35 m, qui recoupe la vallée à la hauteur du village, atteint 1700 m. Ce niveau s'incline en direction du fleuve selon une pente d'environ 0,9%.

La photo-interprétation a permis de noter l'existence de terrasses inclinées, accrochées aux parois de la vallée, sur lesquelles des cordons de plage ont été édifiés lors du retrait de la mer de Goldthwait. Le profil et la dimension de ces terrasses soulevées et des formes associées reflètent les conditions hydrodynamiques qui ont prévalu dans la baie au cours de l'exondation de la côte de Charlevoix. Des niveaux repères ont été identifiés sur le terrain à 35 m, 50 m, 100 m, 150 m et 170 m. La stratigraphie de ces terrasses est représentée par quatre coupes naturelles visibles dans les secteurs de Cap-aux-Corbeaux et du rang Saint-Laurent sur la rive est de la baie, et au pourtour du ruisseau Verreault sur la rive ouest. Le substrat à partir duquel les terrasses élevées sont constituées correspond à un till, très compact, mis en place durant l'épisode fini-glaciaire. Ce matériel associé à la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse repose en dessous de sédiments deltaïques. La séquence se termine avec des sables éoliens ou un dépôt de plage (granules-gravelles) qui a été remanié au cours de l'abaissement du niveau marin dans l'estuaire vers 9500 ans BP. Dans la séquence du ruisseau Verreault, un till "local" plus ancien a aussi pu être observé sous les sédiments glaciaires de la récurrence Saint-Narcisse.

Les dépôts d'exondation formant le niveau de 8-10 m (transgression Laurentienne) et la terrasse Mitis sont séparés du substrat argileux par des sédiments plus anciens de glissement de terrain d'âge, d'étendue et d'épaisseur inconnus jusqu'à présent. En milieu intertidal, ce matériel de remblayage supporte une végétation de marais. La formation du schorre inférieur à l'ouest de la baie Saint-Paul date de plus de 220 ans BP et semble être contemporaine à un niveau moyen relatif de l'eau légèrement plus bas que l'actuel dans l'estuaire du Saint-Laurent. Derrière une ancienne flèche littorale d'orientation NE-SO, correspondant au talus Mitis actuel, a pris naissance une végétation associée au schorre supérieur. La superficie de ce marais formé sur le pourtour d'un ancien bras du delta, à

l'ouest de la rivière du Gouffre, dépasse 200 000 m². Une série de flèches littorales récentes ferme l'entrée de la baie Saint-Paul. Celles-ci sont distantes de l'ancienne située en fond de baie d'au moins 1600 m. L'ancien rivage, à cette époque, était délimité par la terrasse subactuelle en forme de V qui traverse la vallée.

Le Quaternaire de la région présente une stratigraphie complexe attribuable en grande partie aux phénomènes de glissement de terrain. La compréhension des événements post-glaciaires survenus dans ce secteur de l'estuaire moyen a donc été plus difficile. L'établissement d'une chronologie faite à partir de 24 dates radiocarbone dont 15 nouvelles a permis de dresser un schéma partiel des événements survenus au cours de l'Holocène, depuis la période fini-glaciaire, à la partie aval de la basse vallée du Gouffre. Les périodes de stabilité relative du plan d'eau dans l'aire couverte transparaissent dans le paysage par l'existence des nombreuses terrasses perchées à différentes altitudes des deux côtés de la vallées. La phase de remblayage de la vallée du Gouffre qui a suivi le retrait marin complète l'histoire post-glaciaire de la région.

La courbe de relèvement isostatique qui a été tracée reflète la vitesse d'exondation de cet ancien fjord du Gouffre. Elle montre aussi l'état d'équilibre relatif du niveau marin depuis les derniers 2000 ans qui prévaut actuellement dans ce secteur du moyen estuaire. Le taux moyen de sédimentation dans la zone soumise au balancement des marées étant demeuré relativement semblable depuis cette période soit environ 2 mm/an au niveau du schorre inférieur.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier les personnes et organismes dont la collaboration a rendu possible la réalisation de ce mémoire. En premier lieu, messieurs Germain Tremblay professeur au Département de géographie et directeur de la recherche dont l'intérêt scientifique porte sur la géomorphologie glaciaire, et Jean-Claude Dionne spécialiste des milieux littoraux co-directeur de cette étude. Les informations qu'ils m'ont fournies, les discussions que nous avons eues sur le terrain touchant, entre autres, la mise en place de certains dépôts quaternaires et l'interprétation des résultats obtenus, les vérifications faites durant la rédaction ainsi que par les fonds qu'ils ont dégagés aux fins de ce mémoire n'ont pu que contribuer à sa qualité scientifique.

Merci aussi au Centre d'études nordiques pour le soutien logistique apporté tout au long des travaux de terrain.

Notre reconnaissance s'adresse également à d'autres personnes qui, par leur travail effacé mais notoire, nous ont permis de recueillir des données essentielles dans ce genre d'étude. D'abord, il y a monsieur Michel Bisping technicien, à l'époque, au laboratoire de géochronologie de l'université Laval pour les âges ^{14}C fournies, également messieurs Fernando Sheriff pour m'avoir initié à l'analyse granulométrique des fractions fines (Bouyoucos), Jean Comeau pour les travaux de photographies et madame Hélène Letarte pour la mise en page des tableaux, tous trois du Département de géographie. Enfin, monsieur Claude Roy technicien à l'Herbier Louis-Marie pour sa collaboration dans l'identification des plantes littorales récoltées.

Nous remercions aussi les étudiants gradués qui ont contribué à cette étude: messieurs Jean Lavoie, Richard Lévesque et Yves Michaud pour leur aide dans la réalisation des profils topographiques au niveau électronique et, plus spécialement, monsieur Marc Desrosiers alors étudiant au baccalauréat qui nous a assisté sur le terrain durant environ deux semaines à l'été '88. Les nombreux nivellements que nous avons effectués durant le mois de juillet très chaud de cet été, suite à mon apprentissage au fonctionnement du niveau topométrique, l'ont été dans un esprit d'équipe très plaisant.

À cette liste déjà bien remplie vient s'ajouter l'appui de gens du milieu dont monsieur Bernard Filion, biologiste à Canards Illimités Canada, pour sa coopération en

regard du projet et pour nous avoir facilité l'accès au marais supérieur de Baie-Saint-Paul tout en nous permettant d'y effectuer un profil topographique et quelques forages. Nous voulons aussi souligner les informations fournies par monsieur Sylvain St-Gelais au niveau des dépôts quaternaires de la région. Les autres personnes que nous avons consulté sont messieurs Maurice Lavoie représentant de la ville de Baie-Saint-Paul, propriétaire du boisé littoral, qui nous a permis d'effectuer des carottages sur les arbres et François-Xavier Simard propriétaire de la gravière située en amont de la rivière du Gouffre Nord-Ouest sur le versant ouest de la vallée pour nous y avoir facilité l'accès.

Enfin, mentionnons que ce mémoire a pu être inscrit dans deux projets de recherche différents, l'un touchant le déglacement le long de la rive nord du Saint-Laurent à partir de la Côte de Beaupré jusqu'au Saguenay dans lequel est impliqué monsieur Germain Tremblay, et l'évolution des rives dans le moyen estuaire depuis l'Holocène sous la direction de monsieur Jean-Claude Dionne.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
RÉSUMÉ (court).....	i
RÉSUMÉ(long)	ii
REMERCIEMENTS.....	iv
TABLE DES MATIÈRES.....	vi
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1- L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE RÉGIONAL DE LA BASSE VALLÉE DU GOUFFRE.....	4
1.1 Localisation de la région.....	4
1.2 Cadre géologique et structural	6
1.3 Le Quaternaire	8
1.3.1 L'épisode fini-glaciaire	8
1.3.2 L'épisode marin goldthwaitien.....	8
1.4 Unités physiographiques	9
1.4.1 Les versants rocheux.....	10
1.4.2 Les terrasses latérales soulevées.....	10
1.4.3 La plaine d'argile marine	10
1.4.4 La zone intertidale	11
1.5 Contexte climatique	12
1.5.1 Températures et précipitations	12
1.5.2 Les vents	13
1.6 La bathymétrie	15
1.7 Conditions hydrodynamiques.....	17
1.7.1 Les niveaux marégraphiques.....	17
1.7.2 Les courants estuariens	18

1.7.3	Les vagues	19
1.7.4	La salinité.....	19
1.7.5	Le régime glacié.....	20
CHAPITRE 2- MÉTHODOLOGIE ET TECHNIQUES UTILISÉES		21
2.1	La photo-interprétation.....	22
2.2	Les travaux de terrain	22
2.2.1	Installation de repères géodésiques et nivellements	23
2.2.2	Échantillonnages.....	25
2.3	Les travaux de laboratoire	25
2.3.1	Granulométrie des sédiments meubles.....	26
2.3.2	Datations au C-14	26
2.4	Cartographie des dépôts de surface	27
CHAPITRE 3- STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES DANS LA VALLÉE INFÉRIEURE DE LA RIVIÈRE DU GOUFFRE		28
3.1	La séquence de Cap-aux-Corbeaux	28
3.1.1	Le matériel glacio-marin	30
3.1.2	Les sédiments deltaïques	32
3.1.3	Le matériel de plage	33
3.2	La séquence du rang Saint-Laurent.....	35
3.2.1	Le matériel glaciaire	37
3.2.2	Les argiles marines.....	37
3.2.3	Les sables et graviers deltaïques.....	39
3.2.4	Les sables éoliens	40
3.3	La séquence du ruisseau Verreault	42
3.3.1	Le Till de Baie-Saint-Paul	42
3.3.2	Les granules-gravelles fluvio-glaciaires	44
3.3.3	Les sables et limons fluvio-glaciaires	46
3.3.4	Le matériel glacio-marin du Chemin de la Pointe.....	48
3.3.5	Le till supérieur de la coupe du ruisseau Verreault	50
3.3.6	Les sédiments marins	53
3.3.7	Les sables et limons intertidaux.....	55
3.3.8	Le matériel de plage soulevée	55
3.4	La séquence de Baie-Saint-Paul	59
3.4.1	Le matériel de plage soulevée	59
3.4.2	Les sables et limons de transgression	61
3.4.3	Les argiles bouleversées.....	61
3.4.4	La basse terrasse marine.....	69

3.4.5	Les sédiments de la plage subactuelle.....	72
3.4.6	La coupe du ruisseau du Milieu.....	75
3.4.7	La coupe de la terrasse Mitis-versant ouest de la baie.....	78
3.4.8	La coupe de la Belle Plage-talus Mitis	81
3.4.9	Blocs à la surface de la terrasse.....	86
3.5	La séquence intertidale du ruisseau aux Vases (haut estran)	87
3.5.1	Le profil topographique du marais supérieur.....	90
3.5.2	La toposéquence végétale.....	93
3.6	Les dépôts de la zone intertidale actuelle (bas estran).....	95
3.6.1	La coupe de la haute slikke.....	95
3.6.2	La coupe de la basse slikke.....	99
3.7	Formation et érosion du schorre inférieur	101
CHAPITRE 4-	CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE BAIE-SAINT-PAUL	105
4.1	La phase glacio-marine de Saint-Narcisse.....	105
4.2	La phase marine goldthwaitienne.....	111
4.2.1	Les hauts deltas.....	111
4.2.2	Les glissements de terrain	114
4.2.3	Les stades Laurentien, Mitis et Rimouski	116
4.3	La courbe d'émersion: interprétation des datations C-14	118
4.3.1	L'émersion post-glaciaire.....	118
4.3.2	Le bas niveau marin du milieu de l'Holocène.....	123
4.3.3	La transgression mineure.....	123
4.3.4	Le niveau actuel.....	125
4.3.5	Les anomalies positives et négatives	127
CHAPITRE 5-	SYNTHÈSE DES ÉVÉNEMENTS QUATERNAIRES RÉGIONAUX.....	131
5.1	Dépôts associés à la réavancée de Saint-Narcisse	131
5.2	Les sédiments fluvio-glaciaires	133
5.3	Le till de Gentilly	134
CONCLUSION	135
BIBLIOGRAPHIE	137
ANNEXE	Carte morpho-sédimentologique de la basse vallée de la rivière du Gouffre, Charlevoix	

LISTE DES FIGURES

	Pages
Figure 1. Localisation de la région étudiée, rive nord de l'estuaire moyen.....	5
Figure 2. Profil transversal de la basse vallée du Gouffre.....	7
Figure 3. Précipitations moyennes mensuelles	13
Figure 4. Roses des vents.....	14
Figure 5. Carte bathymétrique du Chenal du Nord.....	16
Figure 6. Transect topographique effectué sur le schorre supérieur du ruisseau aux Vases à l'aide du niveau de précision GDD	24
Figure 7. Localisation des sites d'échantillonnage dans la basse vallée de la rivière du Gouffre.....	29
Figure 8. Coupe stratigraphique dans les sédiments meubles de la terrasse de 170-150 m du delta de Cap-aux-Corbeaux.....	31
Figure 9. Vue vers le nord-est de la gravière abandonnée de Cap-aux-Corbeaux	34
Figure 10. Vue du versant est de la gravière au front du delta montrant les sédiments fins gris cimentés et leur inclinaison apparente vers l'estuaire	34
Figure 11. Coupe schématique dans la terrasse sableuse de 100-110 m du rang Saint-Laurent, versant est de la vallée du Gouffre.....	36
Figure 12. Profil inférieur de la terrasse de 42-55 m et de son rebord externe vu du repère géodésique, séquence du rang Saint-Laurent.....	38
Figure 13. Vue des calcaires faillés et basculés résiduels visibles au niveau de la terrasse de 82-85 m à partir d'un profil effectué en amont de la coupe de référence n° 2.....	38
Figure 14. Profil transversal de la terrasse de 100-120 m.....	40
Figure 15. Vue de la haute terrasse sableuse et de son talus inférieur à partir de la basse terrasse centrale de la vallée du Gouffre	41
Figure 16. Sommet de la terrasse de 100-120 m surplombant le versant est de la vallée du Gouffre	41
Figure 17. Coupe stratigraphique dans les dépôts meubles de la terrasse inclinée de 35-50 m du ruisseau Verreault	43

Figure 18.	Coupe stratigraphique dans les dépôts meubles de la terrasse de 30 m du Chemin de la Pointe	45
Figure 19.	Contact d'érosion au niveau des sédiments fluvio-glaciaires des unités 2 et 3 recouvrant le Till local de Baie-Saint-Paul dans la coupe du ruisseau Verreault.....	47
Figure 20.	Vue rapprochée des sables et limons fluvio-glaciaires à stratification horizontale de l'unité 3 dans la coupe du ruisseau Verreault	47
Figure 21.	Aperçu du matériel glacio-marin gris fossilifère associé à la récurrence glaciaire de Saint-Narcisse formant le faciès supérieur dans la coupe du Chemin de la Pointe	49
Figure 22.	Unité 4 de la coupe du ruisseau Verreault montrant le till supérieur associé à la réavancée de Saint-Narcisse.....	49
Figure 23.	Enveloppe granulométrique dans les sédiments glacio-marins des séquences de Cap-aux-Corbeaux et du ruisseau Verreault.....	51
Figure 24a.	Diagramme d'orientation des cailloux dans le till supérieur associé à la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse de la coupe du ruisseau Verreault.....	52
Figure 24b.	Canevas équiaire de Schmidt avec projection dans l'hémisphère sud de n=100 cailloux d'une fabrique de till dans la terrasse de 35-50 m, ruisseau Verreault.....	52
Figure 25.	Vue générale des dépôts au sommet de la séquence du ruisseau Verreault montrant les argiles gris-bleues, compactes, les sables et limons intertidaux et le matériel de plage lié à l'ancien rivage de la mer de Goldthwait....	54
Figure 26.	Vue rapprochée de l'unité fossilifère reposant en conformité au-dessus du till glaciaire associé à la récurrence de Saint-Narcisse, coupe du ruisseau Verreault.....	56
Figure 27.	Détail des dépôts formant les unités 6 et 7 localisés au sommet de la coupe du ruisseau Verreault	56
Figure 28.	Profils transversaux recoupant le versant ouest de la basse vallée du Gouffre en amont de la coupe du ruisseau Verreault	58
Figure 29.	Stratigraphie de la partie sommitale de la terrasse de 20 m au nord de la route 362.....	60
Figure 30.	Vue détaillée du matériel de plage holocène, stratifié, visible au sommet de la terrasse de 20-35 m recoupant le village de Baie-Saint-Paul	62
Figure 31.	Vue détaillée des sédiments intertidaux liés à la transgression marine visibles dans le versant est d'un petit amphithéâtre de glissement de terrain récent, séquence de Baie-Saint-Paul.....	64
Figure 32.	Vue du versant droit de l'amphithéâtre du glissement de terrain qui a excavé la section sud-ouest de la terrasse transversale inclinée de 20-35 m recoupant le village de Baie-Saint-Paul.....	64

Figure 33.	Vue d'un radeau argileux non liquéfié, parallèle au fossé de drainage, mis en place au niveau de la terrasse de 8-10 m lors d'un glissement de terrain subaquatique d'âge goldthwaitien	66
Figure 34.	Directions et pendages des strates dans les sables et argiles bouleversés du glissement de terrain sous le niveau 8-10 m	67
Figure 35.	Stratigraphie des dépôts dans la terrasse de 8-10 m au niveau des argiles basculées du glissement de terrain, séquence de Baie-Saint-Paul.....	68
Figure 36.	Vue de la terrasse de 8-10 m à partir du replat de 20 m d'altitude, séquence de Baie-Saint-Paul	70
Figure 37.	Vue rapprochée du niveau de 8-10 m et de la terrasse Mitis située en aval à partir du sommet de la plage subactuelle accolée au talus de 20 m.....	70
Figure 38.	Stratigraphie de la terrasse de 8-10 m au front des argiles bouleversées de la mer de Goldthwait.....	71
Figure 39.	Coupe stratigraphique sous les sédiments du haut de plage du littoral subactuel de la baie Saint-Paul	73
Figure 40.	Stratigraphie de la terrasse Mitis, rive est-ruisseau du Milieu, dans le secteur ouest de la vallée du Gouffre.....	76
Figure 41.	Localisation de la coupe n° 9 dans le versant gauche du ruisseau du Milieu à environ 600 m derrière la ligne de rivage actuelle.....	79
Figure 42.	Vue du replat Mitis et du schorre inférieur à partir du sommet de la terrasse latérale de 35-50 m près du ruisseau Verreault	79
Figure 43.	Stratigraphie de la terrasse Mitis en contrebas de la terrasse de 35 m en aval du Chemin de la Pointe.....	80
Figure 44.	Coupe stratigraphique du talus Mitis à l'ouest du Gouffre	82
Figure 45.	Vue du talus Mitis à marée haute baissante à l'endroit où il sépare le marais supérieur du ruisseau aux Vases du schorre inférieur visible dans la baie Saint-Paul	83
Figure 46.	Coupe dans la Belle Plage de Baie-Saint-Paul montrant l'unité limoneuse due à une fluctuation positive du plan d'eau survenue dans l'estuaire moyen il y a plus de 800 ans BP.....	83
Figure 47.	Courbes granulométriques dans les sables de la haute terrasse de la séquence du Rang Saint-Laurent, du ruisseau Verreault et du talus Mitis de la séquence de Baie-Saint-Paul	85
Figure 48.	Bloc glaciaire d'origine précambrienne visible dans la section aval de la terrasse Mitis près de la frange nord-est du boisé littoral	88
Figure 49.	Vue du marais supérieur vers 6h05 du matin lors d'une marée haute de vive-eau, au début du jusant, à partir du cordon (éolien) littoral formant le rebord externe de la terrasse Mitis	88

Figure 50.	Coupe stratigraphique dans le schorre supérieur du ruisseau aux Vases à environ 80 m derrière le cordon littoral formant le rivage actuel de la baie Saint-Paul.....	89
Figure 51.	Profil morpho-sédimentologique et toposéquence végétale du marais supérieur du ruisseau aux Vases.....	91
Figure 52.	Aperçu de la végétation sur l'étage supérieur du marais du ruisseau aux Vases dans la zone des groupements à <i>Salicornia</i> et <i>Potentilla</i>	94
Figure 53.	Vue du nivellement effectué sur le bas estran à l'est de la rivière du Moulin face au schorre supérieur du ruisseau aux Vases.....	94
Figure 54.	Profil de la zone intertidale en face du marais supérieur du ruisseau aux Vases.....	96
Figure 55.	Stratigraphie des dépôts au niveau du bas estran en contrebas du schorre supérieur du ruisseau aux Vases.....	97
Figure 56.	Stratigraphie des dépôts au niveau du bas estran à environ 1023 m en aval du rivage actuel de la baie Saint-Paul.....	100
Figure 57.	Aperçu de la surface d'érosion constituée de matériel de glissement visible au front du schorre inférieur.....	102
Figure 58.	Vue rapprochée du contact d'érosion entre le tapis végétal du schorre inférieur et les argiles goldthwaitiennes basculées formant le substrat dans le secteur du ruisseau aux Vases.....	102
Figure 59.	Fissure de tension créée près de la frange externe du schorre inférieur localisé en contrebas du marais supérieur du ruisseau aux Vases.....	104
Figure 60.	Vagues de sable recouvrant le schorre (haute slikke) face au secteur sud-ouest du boisé littoral.....	104
Figure 61.	Position approximative du tronçon morainique de Cap-aux-Corbeaux lors du retrait glaciaire initial de Saint-Narcisse.....	109
Figure 62.	Corrélation des coupes stratigraphiques situées près de l'embouchure de la baie Saint-Paul.....	110
Figure 63.	Aperçu de la terrasse de 170 m visible dans le secteur de Cap-aux-Corbeaux.....	113
Figure 64.	Replat inférieur du delta de la rivière du Gouffre Nord-Ouest.....	113
Figure 65.	Courbe d'émersion post-glaciaire de la basse vallée de la rivière du Gouffre, Charlevoix.....	124
Figure 66.	Corrélation stratigraphique et discontinuité latérale entre les sédiments meubles de la terrasse de 4-6 m (Mitis) et la zone intertidale.....	126
Figure 67.	Corrélation stratigraphique régionale des dépôts quaternaires de l'Ile-aux-Coudres--Baie-Saint-Paul--Rivière du Gouffre Nord-Ouest.....	132

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau I. Fréquence et direction des vents d'été dans la baie Saint-Paul (période 1974-78/1977-81).....	15
Tableau II. Niveaux d'eau atteints dans la baie Saint-Paul par rapport aux hauteurs prédites au port de référence et secondaire.....	18
Tableau III. Dimension des blocs glaciels observés sur la terrasse Mitis et dans le marais supérieur du ruisseau aux Vases	86
Tableau IV. Chronologie des événements géologiques du Quaternaire, de la période Fini-glaciaire à l'Holocène, région de Baie-Saint-Paul	106
Tableau V. Liste des datations ¹⁴ C pour la région de Baie-Saint-Paul, Charlevoix	119

INTRODUCTION

L'histoire postglaciaire de la côte de Charlevoix, basée sur la répartition et la chronologie des dépôts glaciaires et marins, est encore peu connue et des lacunes subsistent au niveau des données géomorphologiques disponibles. Les datations au radiocarbone obtenues sur des coquillages recueillis à plus de 30 m d'altitude, abondantes entre 11 500 et 9000 ans BP dans la région, sont plus rares voir absentes entre 9000 et 1500 BP. La courbe d'émersion ne permet donc pas le reflet fidèle de la séquence des événements holocènes pour ce secteur de la rive nord. Ce problème est perceptible tout le long de l'estuaire moyen du Saint-Laurent bien que les découvertes récentes faites par Dionne (1985b, 1988a, b, c et d) sur la rive sud comble en partie cette lacune.

L'étude vise à élucider une partie de l'histoire Quaternaire au Fini-glaciaire et à l'Holocène du moyen estuaire, en particulier dans le secteur de la basse vallée du Gouffre, ceci à partir de l'analyse des faciès sédimentaires, des macro-restes végétaux et des coquillages prélevés dans les différents dépôts. Les événements survenus dans cette région au cours de ces épisodes seront, dans la mesure du possible, corrélés avec d'autres secteurs de l'estuaire moyen, comme à l'anse aux Canards (ALLARD, 1981), l'île aux Coudres (BRODEUR, 1982), rivière Boyer (DIONNE, 1985b), Saint-Joseph-de-la-Rive (QUILLIAM, 1987), Rivière-Ouelle, Montmagny et Petite-Rivière (DIONNE, 1988a, c, d et e; DIONNE, 1990a), et Les Éboulements (GOVARE et GANGLOFF, 1989). En plus de jeter la base d'une chronologie relative pour les formations postérieures au déglacement, les nouvelles datations ^{14}C obtenues permettront, du moins nous le souhaitons, d'améliorer la courbe d'émersion des terres élaborée par Govare (inédit) pour la région de Charlevoix à partir de la coupe-type de Saint-Placide. L'étude des formes littorales anciennes et actuelles, de la géologie des dépôts de surface et de leur stratigraphie viendra compléter le cadre physique évolutif de ce secteur de Charlevoix.

Au départ, l'objectif recherché était de retracer le mode d'évolution des rives à l'intérieur de la baie Saint-Paul depuis 2000 ans BP jusqu'à aujourd'hui. La région étant déjà connue par une étude préliminaire portant sur la géomorphologie littorale de la baie (BONENFANT, 1986), il est apparu logique de poursuivre nos recherches au même endroit dans le cadre de ce mémoire. Ainsi, le territoire à l'étude se prolonge vers l'intérieur de la vallée, et cela en relation directe avec le nouvel objectif spécifique du

mémoire qui vise à déterminer l'existence d'anciens niveaux marins près de l'embouchure de la baie afin de tracer une courbe d'émersion pour cette partie de l'estuaire moyen. Nous chercherons également à montrer l'importance de la dynamique des glissements de terrain dans l'évolution holocène de ce milieu environnemental stratégique en particulier sur la basse terrasse de 8-10 m, le niveau de 4-6 m (Mitis) et l'estran.

Plus vaste complexe estuarien de la côte de Charlevoix avec un littoral s'étendant sur une longueur de 6,5 km, la baie Saint-Paul est traversée par deux cours d'eau importants: la rivière du Gouffre et la rivière du Moulin qui a comme affluent le ruisseau aux Vases. Le débit moyen annuel total pour ces affluents dépasse légèrement $21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La superficie actuelle de la zone intertidale ne représente que la moitié d'une ancienne baie, en forme de U, s'étendant jusqu'à la terrasse transversale de 20-35 m recoupant la vallée à la hauteur du village.

Outre les études de Perron (1959), Bacon (1967), Chagnon (1969) et Houde *et al.* (1970) portant respectivement sur la géographie régionale, l'industrie touristique, les phénomènes d'érosion et la cartographie des dépôts meubles, la haute et la basse vallée du Gouffre sont bien connues sur le plan géologique; de nombreux travaux ont été consacrés au substrat rocheux (BIGSBY, 1822; BADDELEY, 1831; MAWDSLEY, 1927; FAESSLER, 1929; MILLER, 1952; RONDOT 1968, 1970, 1971, 1972a et b, 1979; NISSAIRE, 1981). Par contre, les dépôts quaternaires datant de la fin du wisconsinien sont moins bien connus même si plusieurs auteurs ont abordé le sujet (OSBORNE, 1951; HARDY, 1970; LASALLE, 1969; LASALLE *et al.*, 1972; RONDOT, 1974; LASALLE et ELSON, 1975; LASALLE *et al.*, 1977; POULIN, 1977). Au niveau des événements survenus au Fini-glaciaire, soit il y a plus de 11 000 ans BP, durant l'Holocène et en ce qui concerne la géomorphologie littorale de la baie Saint-Paul et des rives du comté de Charlevoix dans son ensemble, les connaissances sont encore très fragmentaires (RICHARD et POULIN, 1976; DIONNE, 1976, 1977, 1988e, 1990a; LACOMBE, 1981; BRODEUR, 1982, 1987; BRODEUR et ALLARD, 1985; BONENFANT, 1986; QUILLIAM, 1987; GOVARE et GANGLOFF, 1986, 1987, 1989; PRAEG *et al.*, 1992).

La photo-interprétation du secteur aval (embouchure) de la baie a permis d'identifier des formes d'anciens rivages associés à des conditions hydrodynamiques similaires à celles sévissant actuellement le long du littoral. Cependant, la contribution de ce mémoire à l'histoire holocène du moyen estuaire du Saint-Laurent, se situe surtout au niveau de l'établissement d'une chronologie des événements post-glaciaires à l'embouchure de la vallée de la rivière du Gouffre.

Pour répondre aux objectifs fixés dans le cadre de cette recherche, nous avons divisés l'étude en cinq chapitres. Le premier décrit les caractéristiques de l'environnement physique de la partie aval de la vallée inférieure du Gouffre et résume les conditions hydrodynamiques actuelles. Les dépôts fini-glaciaires et holocènes y sont abordés brièvement. Dans le deuxième chapitre, la méthodologie et les techniques de cueillette des données employées tant sur le terrain qu'en laboratoire sont décrites et intercalées à l'intérieur des chapitres selon un ordre correspondant aux étapes du mémoire. Le troisième chapitre aborde les grands ensembles physiographiques composant la partie aval de la basse vallée du Gouffre. Parallèlement à la description de ces unités, nous verrons les dépôts de surface en regard de leur distribution dans la vallée, les formes de terrain associées à ces dépôts ainsi que leurs profils topographiques. Ce chapitre traite du cadre stratigraphique et des dépôts quaternaires. On y décrit les différents faciès reliés aux sédiments fini-glaciaires et marins ainsi que leur mode de formation. Les caractéristiques sédimentologiques des tills (distribution granulométrique et la nature lithologique des cailloux) sont aussi passées en revue dans le but d'établir une base dans l'étude des récurrences glaciaires régionales et de comprendre le contexte environnemental existant à cette époque. Les coupes naturelles trouvées et celles dégagées à la pelle ont permis de situer les dépôts dans leur contexte de mise en place et mettre en relief l'importance relative des glissements de terrain tout le long de cette vallée.

Le quatrième chapitre porte sur une reconstitution partielle de l'histoire quaternaire de cette section des basses terres du Saint-Laurent élaborée à partir des éléments stratigraphiques étudiés au chapitre 3 et des âges radiocarbone obtenus (15 au total) sur les échantillons recueillis au cours de la campagne de terrain. Dans cette section, les âges ^{14}C ayant permis de dresser une courbe d'émersion pour le secteur de Baie-Saint-Paul ont aussi servis à calculer le taux séculaire de relèvement isostatique post-glaciaire. Enfin, une tentative de corrélation régionale entre les événements survenus à l'Holocène dans la basse vallée du Gouffre avec d'autres secteurs de l'estuaire moyen est élaborée au chapitre 5, notamment en ce qui concerne la stratigraphie des dépôts quaternaires associés à l'épisode fini-glaciaire par rapport au contexte physique de mise en place des sédiments.

CHAPITRE 1

L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE RÉGIONAL DE LA BASSE VALLÉE DU GOUFFRE

1.1 Localisation de la région

La basse vallée du Gouffre qui englobe dans sa partie aval la baie Saint-Paul débouche sur la rive nord du Saint-Laurent, en face de l'île aux Coudres. Localisée en marge du bouclier, cette région du comté de Charlevoix-ouest est située à environ 102 kilomètres au nord-est de Québec (fig.1). D'orientation NO-SE, la vallée donne à la fois sur le Chenal du Nord¹ et sur l'estuaire moyen du Saint-Laurent; elle est donc incluse dans la zone soumise au cycle semi-diurne de la marée (GODIN, 1979). Sur les feuillets topographiques au 1/20 000, la région étudiée est comprise entre les longitudes 70°27'09" et 70°31'40" ouest et les latitudes 47°22'30" et 47°27'15" nord.

Sur le terrain, les limites de l'aire d'investigation sont fixées par la courbe de niveau de 50 mètres sur la rive droite de la rivière du Gouffre et par celle de 170 mètres sur sa rive gauche. La différence altitudinale entre les versants ouest et est de la vallée s'explique par le degré d'accessibilité. La limite nord recoupe la dépression centrale suivant une ligne imaginaire passant par la route 138 juste avant qu'elle ne bifurque en direction de Saint-Urbain. Le territoire couvert s'étend ainsi sur une distance de 5 km pour une superficie totale de 20 km².

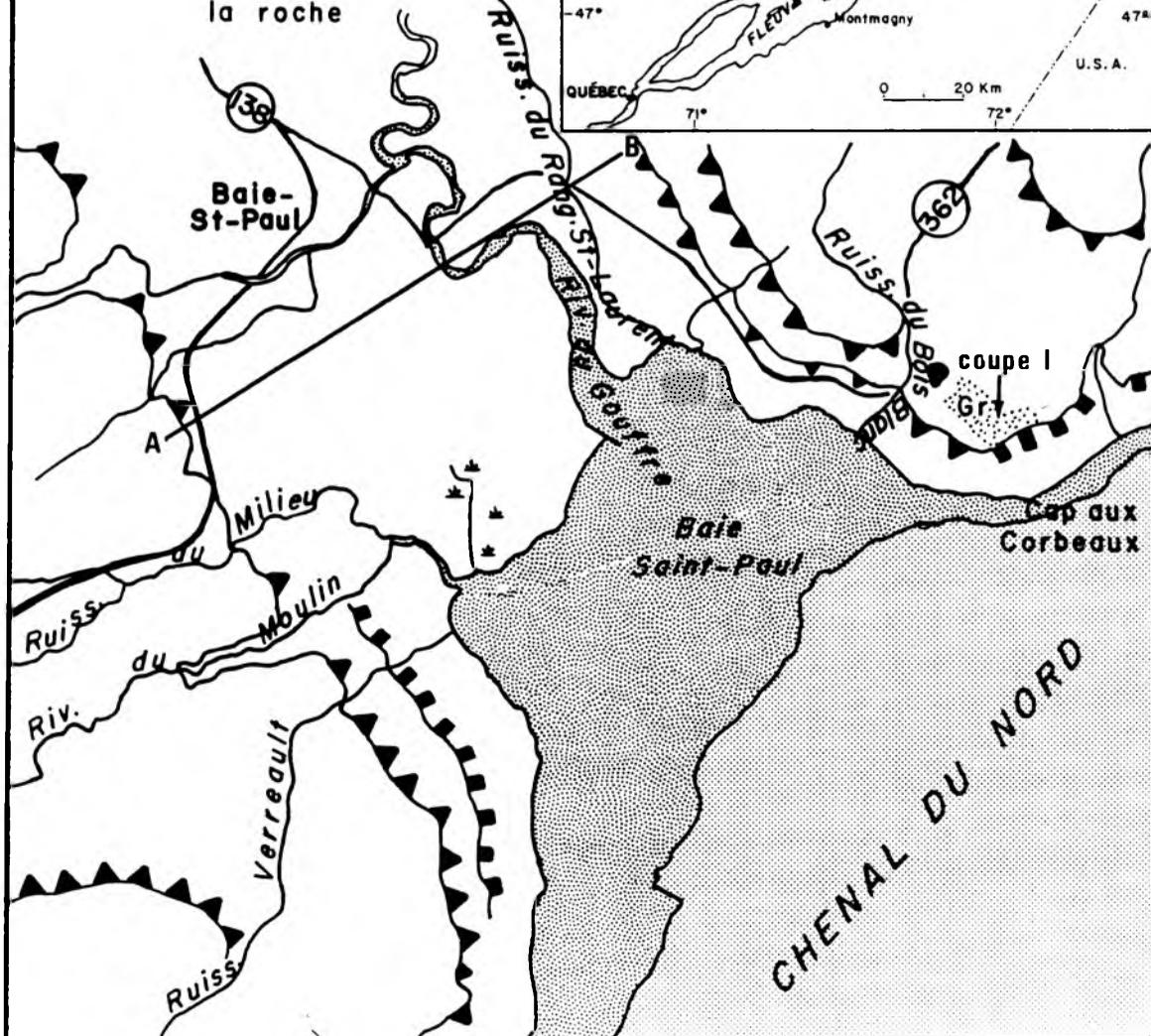
¹ Appelé aussi le "Passage de l'île aux Coudres".

FIGURE 1.

Localisation de la région étudiée, rive nord de l'estuaire moyen.

0 1 2 Km

▲ Talus rocheux
 ▲ Talus en dépôt meuble contrôlé par la roche



La baie Saint-Paul, délimitée par le cap aux Corbeaux au nord-est et le cap de la Baie au sud-ouest, s'assèche sur une largeur approximative de 1,6 kilomètre à marée basse. Avec une superficie totale d'environ 7,2 km², cet estran est l'un des plus vastes de la côte de Charlevoix (BONENFANT, 1986). Il représente plus du tiers de la région étudiée.

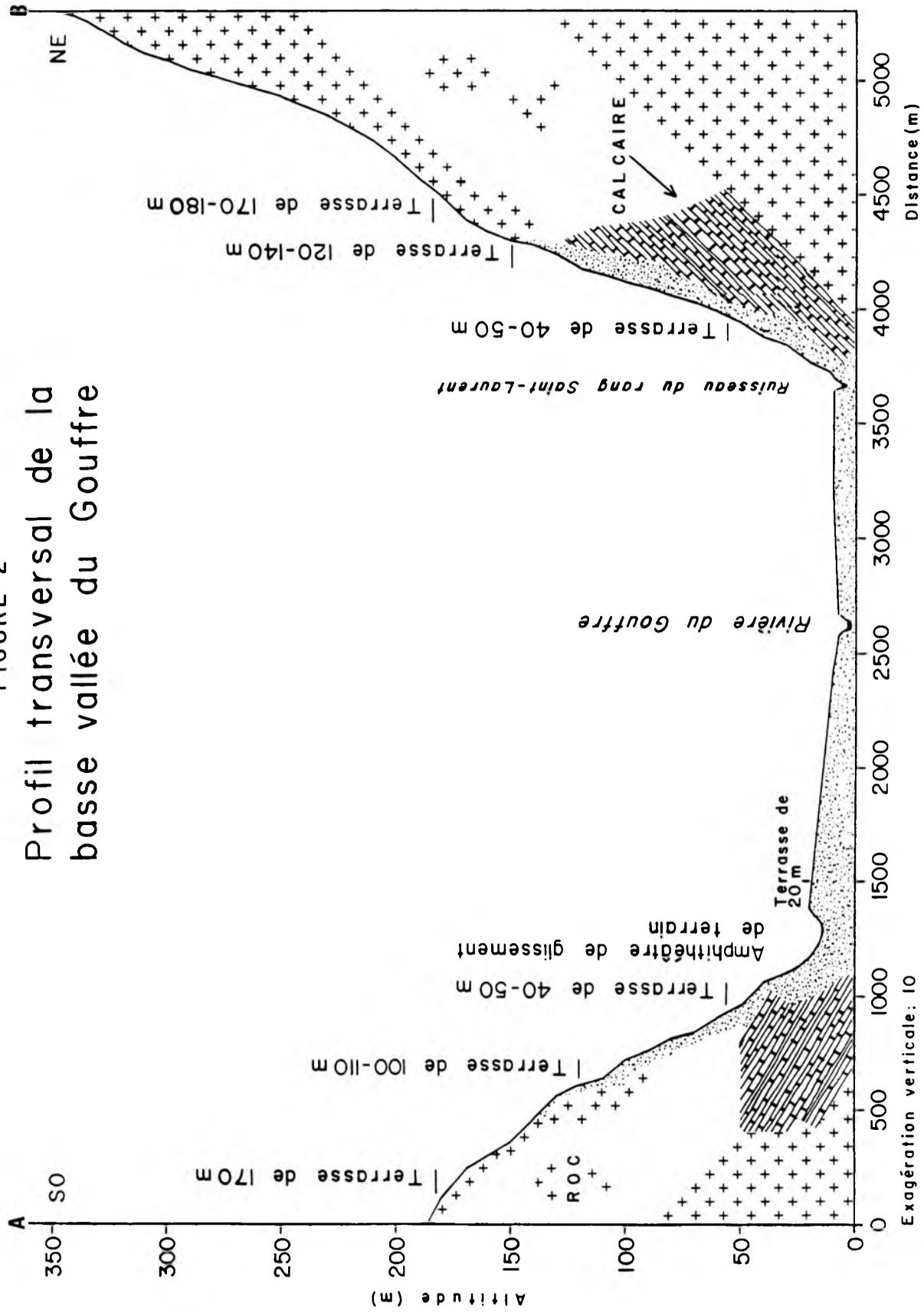
1.2 Cadre géologique et structural

D'origine tectonique, la vallée du Gouffre fait partie d'une "Côte à graben" (SHEPARD, 1937). La formation de cette vallée préglaciaire résulte d'une série d'affaissements survenus le long de failles normales orientées NO-SE et réparties à diverses altitudes, qui ont été réactivées suite à l'impact météoritique de Charlevoix au Dévonien supérieur (RONDOT, 1968, 1970, 1971, 1979). Ainsi, s'explique brièvement le contact, au niveau de la baie, entre des roches appartenant à deux unités structurales distinctes soit celles du Bouclier et celles des Basses Terres du Saint-Laurent représentées par des calcaires fortement basculés de l'Ordovicien (MAWDSLEY, 1927; FAESSLER, 1929; RONDOT, 1968, 1970, 1972b et c; NISSAIRE, 1981).

À l'échelle régionale, le substrat rocheux de cette partie des basses-terres du Saint-Laurent est composé de roches cristallines et métamorphiques d'âge Précambrien, appartenant à la province géologique de Grenville. La couverture paléozoïque se localise, pour sa part, à l'intérieur du couloir de la rivière du Gouffre, sur le pourtour de la baie et le long de la côte de Charlevoix. Les roches précambriennes sont composées de granite et de gneiss avec quelques inclusions d'anorthosite (RONDOT, 1968, 1972a), tandis que les calcaires composent l'essentiel du deuxième groupe et constituent le sous-sol de la vallée. Les bancs de calcaires, dont l'épaisseur des lits varie de 10 cm à 1 m, sont visibles au NE de la baie (cap aux Rets). À cet endroit, leur structure d'orientation NO-SE présente un pendage moyen de 37° vers l'intérieur de la vallée. Ces roches affaissées de la plate-forme du Saint-Laurent apparaissent en lambeaux adossés aux versants granitiques (fig.2) et donnent à la côte une morphologie en échelon caractéristique des failles d'effondrement (RONDOT, 1979).

La géologie de la région se termine avec les sédiments de plate-forme lesquels reposent en conformité au-dessus des calcaires affaissés. L'épaisseur de cette unité géologique récente n'est pas encore connue avec précision mais les sondages effectués dans la portion inférieure de la vallée indiquent qu'elle dépasse 100 m (LAJOIE, 1981).

FIGURE 2
 Profil transversal de la
 basse vallée du Gouffre



1.3 Le Quaternaire

Les études concernant la déglaciation et l'épisode marin effectuées sur la rive nord de l'estuaire moyen du Saint-Laurent sont peu abondantes en dehors des travaux publiés par Faessler (1948) et Rondot (1974). De même, il existe peu de données récentes sur l'histoire post-glaciaire de ce secteur. Néanmoins, on trouve dans les travaux de divers auteurs certains renseignements utiles pour la région de Baie-Saint-Paul/La Malbaie (OSBORNE, 1951; CHAGNON, 1969; RICHARD et POULIN, 1976; POULIN, 1977). Dans un article récent Govare et Gangloff (1989) démontrent qu'une phase périglaciaire s'est installée après la déglaciation dans la région des Éboulements. Dionne (1988e et 1990a) s'est intéressé au secteur de Petite-Rivière, en particulier à la basse terrasse.

1.3.1 L'épisode fini-glaciaire

Au Quaternaire, en particulier au wisconsinien, la vallée du Gouffre, en raison de ses caractéristiques, a canalisé un écoulement glaciaire local. Combien de fois a-t-elle été occupée par une langue glaciaire? On n'en sait rien. Néanmoins, dans le contexte des quatre grandes périodes glaciaires classiques, il est vraisemblable que la vallée ait canalisé une langue glaciaire à chaque époque, la plus récente réavancée remontant à près de 20 000 ans BP (ANTEVS, 1925; COLEMAN, 1930; PREST, 1969, 1973; IVES, 1978; DYKE et PREST, 1987). Pendant les épisodes glaciaires, les diverses vallées de direction NO-SE ont vraisemblablement été façonnées à divers degrés. Des dépôts de till furent ainsi mis en place à diverses altitudes, dans la vallée du Gouffre, suite au retrait de la marge du glacier à la fin du Wisconsin. L'étude de la répartition des dépôts glaciaires montre une déglaciation tardive (vers 11 000-11 500 ans) influencée par un cadre morpho-structural particulier associé à l'impact météoritique (RONDOT, 1979; GOVARE et GANGLOFF, 1987). Les dépôts d'origine glaciaire que nous avons identifiés dans la région sont enfouis sous environ 1,5 à 4 mètres de sédiments marins et littoraux. L'épaisseur de la couverture meuble au-dessus des tills varie en fonction de leur position altitudinale et de la topographie locale du site. Les caractéristiques et la distribution de ces tills trouvés à l'embouchure de la baie Saint-Paul renseignent sur les écoulements glaciaires antérieurs survenus dans cette vallée au fini-glaciaire et surtout lors de la récurrence de Saint-Narcisse.

1.3.2 L'épisode marin goldthwaitien

La phase post-glaciaire et glacio-marine qui marqua le retrait des glaces fut accompagnée de la transgression de la mer de Goldthwait. On estime que cette phase a pu

commencer vers 11 500-12 000 BP sur la côte nord du moyen estuaire (DIONNE, 1977; LASALLE *et al.*, 1977). Le niveau maximal d'envoyage voisine la cote actuelle de 190-200 m le long de la côte de Charlevoix. Cette phase correspond au Goldthwaitien I de Dionne (1977). Vers 11 000 BP une réavancée glaciaire, associée à la réavancée de Saint-Narcisse, s'est apparemment produite dans le bras de mer en amont de la région étudiée (LASALLE *et al.*, 1972; RONDOT, 1974; LASALLE et ELSON, 1975; POULIN, 1977). Durant cette période du Goldthwaitien II de Dionne (*op.cit.*), le niveau marin a atteint la cote de 170 m si l'on en juge par les nombreuses lignes de rivage soulevées observées près de Cap-aux-Corbeaux. Par la suite, la mer de Goldthwait s'est progressivement retirée jusqu'au niveau actuel suite au relèvement isostatique. "Résultat de cette succession d'événements, la plaine de la vallée de Baie-Saint-Paul est constituée d'argiles marines recouvertes en grande partie de dépôts sableux aussi bien fluvio-glaciaires que d'exondation" (BONENFANT, 1986 p.5).

D'autres terrasses furent découpées à différentes altitudes tout le long de la vallée, celle de 190 m étant la plus haute cartographiée jusqu'à ce jour:

"Dans le paysage elle marque la limite d'invasion marine pour cette région (RONDOT, 1974; DIONNE, 1977) bien que Fairchild (dans PERRON, 1959 p.62) ait avancé un niveau à 250 m environ et, que Blanchard (*Op.cit.* p.62) pour sa part ait retracé un autre niveau à 215 m. Même s'il n'a pas vu de terrasses marines au-dessus de 182 m, Perron est d'avis qu'il existe des niveaux supérieurs". (BONENFANT, 1986 p.6)

Quant à la deuxième phase de régression marine survenue par la suite dans l'estuaire moyen, elle correspond au Goldthwaitien III de Dionne (1977). C'est durant cette phase s'étendant de 8000 BP à nos jours que les niveaux de 8-10 m (transgression Laurentienne), "Mitis" et "Rimouski" ont été édifiés dans la baie Saint-Paul (tabl.IV). Selon Goldthwait (1911) et Johnson (1925), repris plus tard par Dionne (1963) et Locat (1978), ces niveaux seraient les derniers stades de l'évolution littorale holocène.

1.4 Unités physiographiques

Au niveau de la diversité des éléments géomorphologiques composant le paysage de la région à l'étude, la baie Saint-Paul se subdivise en trois grands ensembles qui se juxtaposent soit: 1) les versants rocheux (Bouclier) et les dépôts associés, 2) la plaine d'argile marine du fond de vallée (substrat calcaire) et, 3) le littoral actuel (vase intertidale).

1.4.1 Les versants rocheux

Le couloir structural, probablement d'âge précambrien, de la vallée du Gouffre est composé de roches magmatiques telles que granites et anorthosites, et de roches du type métamorphique dominé par les gneiss. L'altitude à laquelle s'élèvent les versants, de la basse vallée du Gouffre, varie de 180 à 600 m. "Dans la baie, les talus rocheux tombent presque à la verticale si bien qu'aucun dépôt ne s'y accroche" (HOUDE *et al.*, 1970 p.5).

Adossées aux versants rocheux du Bouclier, on retrouve aussi des roches paléozoïques constituées principalement de calcaires ordoviciens et de grès arkosiques. La séquence stratigraphique de ces formations sédimentaires a d'abord été étudiée entre autres par Mawdsley (1927) puis, plus récemment par Rondot (1972c).

1.4.2 Les terrasses latérales soulevées

Les versants rocheux de la basse vallée de la rivière du Gouffre supportent des dépôts d'origine diverses qui ont été édifiés en terrasses inclinées dont les principaux niveaux sont ceux de 35-50 m, 100-110 m et 150-170 m. Le substrat de ces terrasses soulevées est constitué de matériel glaciaire. Des sédiments deltaïques ou fluvio-glaciaires recouvrent les tills. La surface de ces terrasses est composée de dépôt de plage ou éolien.

1.4.3 La plaine d'argile marine

La plaine marine, localisée en fond de baie, constitue la deuxième unité physiographique en importance dans la basse vallée du Gouffre. D'une profondeur de 1,6 km, elle est délimitée au NE et au SO de la vallée par des terrasses latérales inclinées (CHAGNON, 1969) et au NO par une terrasse transversale soulevée en forme de V perpendiculaire à l'orientation de la vallée (HOUDE *et al.*, 1970). Celle-ci, qui atteint environ 35 m de hauteur, au sud-ouest, par rapport au niveau moyen de la mer, s'incline lentement en direction du village où son altitude n'est plus que de 20 m. Cette terrasse correspond, vraisemblablement, au niveau Micmac de Dionne (1963).

Comprise entre le niveau de 20-35 m et la zone actuelle soumise au balancement des marées (niveau Rimouski) au SE, la plaine marine apparaît 2 à 3 mètres au-dessus du niveau des grandes marées. Constituée de dépôts meubles marins et littoraux anciens, elle forme un complexe de basses terrasses dans lequel on trouve accolé les niveaux de 8-10 m et celui de 4-6 m qu'on peut associer au niveau Mitis sur la rive sud et les îles du Saint-Laurent (GOLDTHWAIT, 1911; DIONNE, 1963; ALLARD, 1981; BRODEUR, 1982).

Selon Dionne (1992) ce niveau daterait d'environ 2000 ans BP dans l'estuaire moyen. Par contre, d'autres travaux effectués par Dubois (1980) sur la Côte Nord montre que cette terrasse de 6-10 m date plutôt de 2000 à 4000 ans. Les recherches récentes de Dionne (1988e, 1989, 1990a) à Petite-Rivière et Baie Sainte-Catherine lui confèrent un âge moyen respectif de 2000 et de 1400 ans BP.

Dans cette zone maintenant émergée, des sondages récents ont révélé une épaisseur d'au moins 100 m d'argile marine (LAJOIE, 1981)² recouverte d'une couche de sables et graviers littoraux variant de 3 à 6 mètres (MAWDSLEY, 1927; CHAGNON, 1969): "Dans les vallées, une épaisse couverture d'argile et de sable masque le substratum rocheux" (NISSAIRE, 1981 p.14).

Les niveaux de 8-10 m et Mitis à Baie-Saint-Paul présentent une topographie plane, légèrement ondulée à proximité de la rivière du Gouffre, dont l'inclinaison moyenne faible de 0,9% est attribuable au colmatage par les argiles. Ces terrasses marines sont sillonnées d'anciens couloirs d'écoulement superficiel très peu encaissés (vallons incipients³) et étalés en forme d'éventail devenant plus larges à l'aval au contact avec la zone littorale. En fait, ce sont les anciens bras du delta de la rivière lequel est encore actif sur sa rive gauche.

1.4.4. La zone intertidale

Située dans le prolongement de la terrasse Mitis, cette unité physiographique couvre plus de 7 km². Le rivage actuel de la baie Saint-Paul (fig.1) correspond à la partie externe d'une ancienne baie beaucoup plus vaste en forme de U ouverte au sud-est. Les plages qui ont été édifiées dans la partie supérieure du rivage, au pourtour de la baie, possèdent un substrat variant en fonction de l'éloignement des caps rocheux et de l'exposition aux agents hydrodynamiques (BONENFANT, 1986).

Le bas estran (zone intertidale) comprend dans sa partie supérieure un schorre (visible dans 4 secteurs de la baie), actuellement en voie d'érosion (BONENFANT, 1986; BONENFANT et ALLARD, 1987). À l'ouest du boisé littoral, un schorre supérieur s'est aussi développé. En contrebas de cet ensemble, une slikke vaso-sableuse s'étend sur environ 1600 m de largeur lors des basses mers de vive eau.

² Un sondage plus récent effectué en 1987 par monsieur G. Fillion dans la terrasse a révélé une épaisseur de sédiment argileux dépassant 120 m. Le plancher rocheux calcaire n'a toujours pas été atteint.

³ Vallons dont le creusement est achevé et dont les versants ont commencé à s'adoucir (H.Baulig, 1950).

Le substrat de cet ensemble physiographique est argileux (argile gris-bleue et compacte de la mer de Goldthwait). Au fond de la baie, sous le schorre inférieur situé dans le secteur du ruisseau aux Vases, il est recouvert par un placage de sable moyen à fin, limoneux et perturbé, d'une épaisseur supérieure à 125 cm. Ce matériel (diamicton) qui semble être associé à des sédiments de glissement, apparaît aussi en contrebas de la terrasse de 20-35 m le long du littoral récent. Par-dessus cette unité, s'étale une couverture mince de sable et gravier littoraux, fluviaux et deltaïques redistribués par les courants de marées.

1.5 Contexte climatique

La principale caractéristique de la région à l'étude est l'irrégularité des conditions climatiques (PERRON, 1959) explicable par le contact entre le Bouclier et l'estuaire. Ce secteur de Charlevoix se situe dans la zone de type tempéré de la province, avec une amplitude thermique annuelle atténuée par la proximité du Saint-Laurent.

1.5.1 Températures et précipitations

La température moyenne annuelle de l'air est d'environ 2,5°C (WILSON, 1971; HOUDE, 1978). Janvier, le mois le plus froid a une température moyenne de -17,1°C tandis qu'en juillet, le mois le plus chaud, la moyenne est de 18,7°C. L'amplitude thermique annuelle moyenne au-dessus de cette région est de l'ordre de 30°C (WILSON, 1971). Les premières gelées surviennent autour du 15 septembre et les dernières se produisent vers le 1er juin, ce qui laisse à Baie-Saint-Paul une période sans gel de 120 jours, avec une durée annuelle moyenne de 170 jours pour la saison de croissance (WILSON, 1971 fig.20c; POULIN, 1977; BRODEUR, 1982). L'indice de gel s'établit à 1083 degrés-jours entre les mois d'octobre et mai alors que l'indice de croissance (basé sur 0,0°C) varie autour de 2681 degrés-jours (ENVIRONNEMENT CANADA, 1982).

La moyenne hivernale (décembre à février) dans cette partie du territoire québécois est de -8°C. De ce fait, la saison glacielle s'étend généralement du 20 décembre au 10 avril pour ce secteur de l'estuaire (WILSON, 1971 fig.8).

La moyenne annuelle des précipitations (fig.3) atteint 900 mm et il tombe 265 cm de neige (WILSON, 1971 fig.29 et 30; FERLAND et GAGNON, 1974; HOUDE, 1978 pl.28 et 29). La fraction nivale représente, à elle seule, 28,6% des précipitations totales annuelles (ENVIRONNEMENT CANADA, 1981).

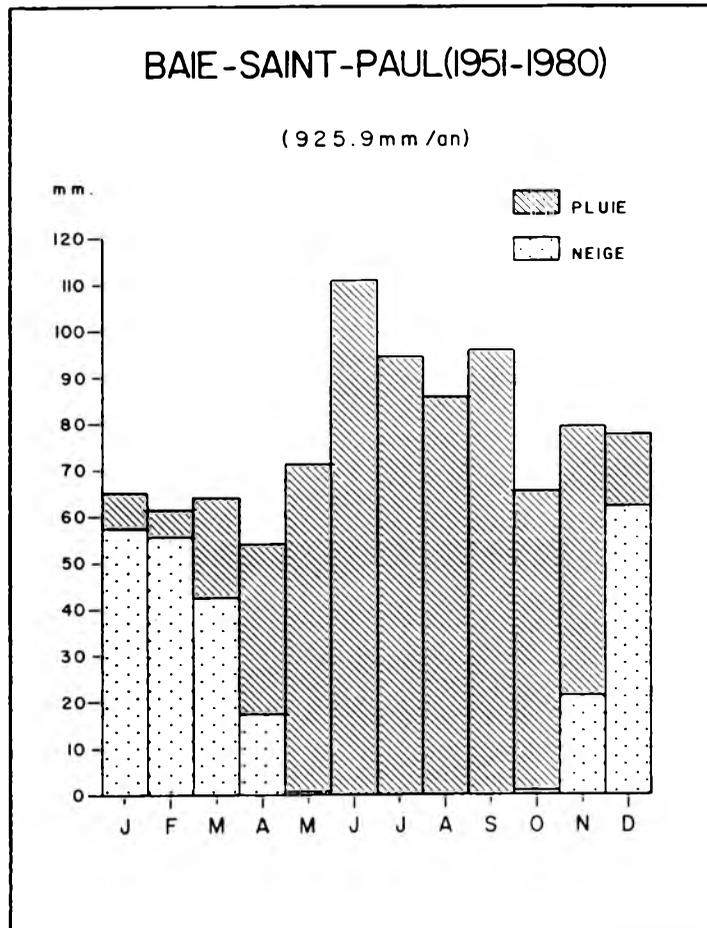


Figure 3. Précipitations moyennes mensuelles.

1.5.2 Les vents

Située sous l'influence de deux types de masses d'air, seulement 25% des jours de l'été ont une nébulosité presque nulle soit 0.2 (BACON, 1967)⁴. Même si les vents dominants soufflent dans l'axe du Saint-Laurent pendant l'été (23,9% du SO et 18% du NE), ceux-ci n'ont que des effets atténués sur la batture à cause de l'orientation SE de la vallée:

"L'influence continentale joue donc plus que l'influence maritime dans la dépression du Gouffre. Les vents d'est et d'ouest qui pourraient apporter l'influence maritime ne pénètrent pas, à cause de l'orientation du couloir de Baie-Saint-Paul". (PERRON, 1959 p.93)

Les anémogrammes de la figure 4 montrent clairement que le couloir canalise plutôt les composantes NO et SE des vents. Du côté sur lequel est ouverte la baie, le fetch⁵ maximal,

⁴ Voir tableau 4, p.32: Température et nébulosité pour la Baie-Saint-Paul.

⁵ C'est la course du vent ou la distance sur laquelle peut souffler le vent.

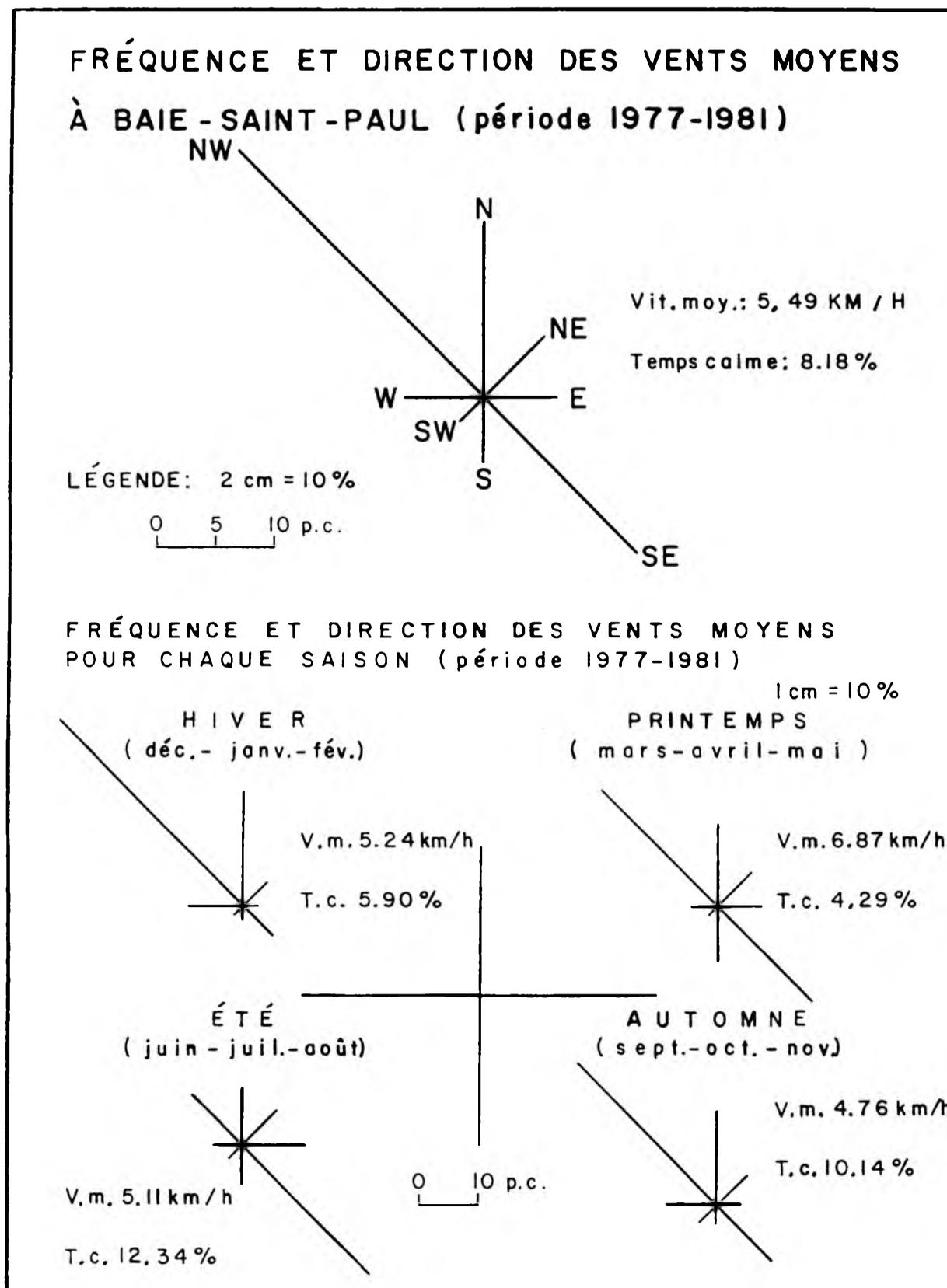


FIGURE 4. Roses des vents. Données fournies par le Service de la météorologie du Québec.

en partance de la rive sud du fleuve, est de 26 km seulement. Durant l'été, le vent du SE est dominant dans la baie. Sa fréquence est même à la hausse en période estivale depuis 1974 (tabl.I). Toutefois, son fetch est court. Les vagues qu'ils créent sont de faible hauteur et, celles-ci, perdent rapidement de leur force érosive en rencontrant les hauts fonds situés au sud de l'île aux Coudres. Le vent du NO domine pendant tout le reste de l'année (fig.4). En plus d'être un facteur de refroidissement important, il contribue à réduire la sédimentation intertidale pendant les mois d'été. Durant la période hivernale, la sédimentation sous le couvert de glace est mal connue.

Tableau I- Fréquence et direction des vents d'été dans la baie Saint-Paul (période 1974-78/1977-81)

<u>DIRECTION</u>	<u>1974-78/ 1977-81</u>		<u>Iles aux Coudres</u> (Brodeur, 1982) 1973-78
Nord	15	- 9.8	6.9
Nord-est	12	- 8.4	<u>19.3</u>
Est	18	- 10.8	
<u>Sud-Est</u>	<u>23</u>	- <u>30.8</u>	
Sud	13	- 6.9	
Sud-Ouest	4	- 3.4	<u>23.9</u>
Ouest	6	- 5.0	12.4
<u>Nord-ouest</u>	<u>10</u>	- <u>12.5</u>	19.3
calme	-	- 12.3	

Source: Bureau météorologique du Québec.

1.6 La Bathymétrie

La figure 5 montre le profil général des isobathes à l'intérieur du Chenal du Nord. On remarque que les lignes d'égalité de profondeur de la zone infra-littorale suivent un tracé relativement similaire à celle délimitant la limite des basses mers (LBM), ainsi que l'étranglement de cette zone pré-littorale entre les caps fermant l'entrée de la baie. En effet, la largeur de cette zone varie de 80 à 130 m environ vis-à-vis l'immense platière vaseuse localisée entre les levées des rivières du Gouffre et du Moulin. La largeur moyenne entre Cap-aux-Corbeaux, à l'est, et Cap de la Baie, à l'ouest, varie cependant entre 300 et 800 m. La carte bathymétrique laisse aussi deviner la présence d'un talus sous-marin, particulièrement abrupt vis-à-vis le cap aux Corbeaux (BRODEUR, 1982); la pente atteint au moins 34,2° (76%). Ces deux dernières caractéristiques de la zone pré-littorale permettent aux vagues de conserver leur hauteur et leur vitesse, et de s'approcher du rivage sans être déformées, d'où leur pouvoir érosif maximal. L'épaisseur de la tranche d'eau

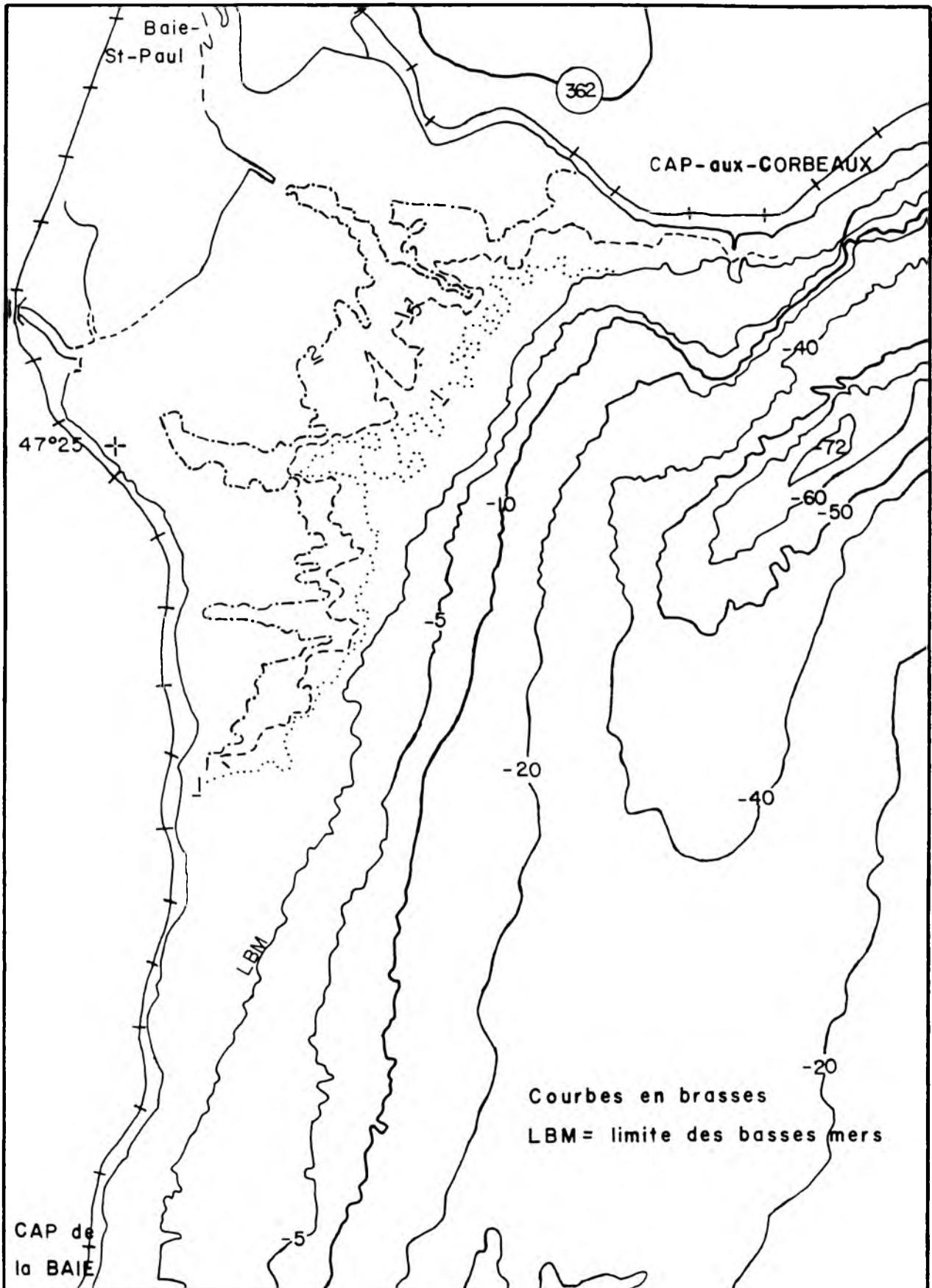


FIGURE 5. Carte bathymétrique du Chenal du Nord.

entre le cap aux Corbeaux et l'île aux Coudres joue aussi dans ce sens; en effet, dans ce secteur de la voie maritime du Saint-Laurent où existent de forts remous, la profondeur d'eau augmente rapidement passant de 18 à 32 brasses, ce qui fait dire à Perron (1959) que nous sommes réellement en présence d'un delta.

Le tracé des isohypses dans la zone intertidale fait à partir de la carte bathymétrique n° 3691 au 1/10 000 (PÊCHES et OCÉANS CANADA, 1971) indique l'existence d'une légère dépression centrale et de couloirs naturels allongés dans l'axe des rivières du Gouffre et du Moulin par où s'effectue l'entrée de la marée dans la baie.

1.7 Conditions hydrodynamiques

La dynamique littorale dépend en grande partie des facteurs suivants: a) l'amplitude des marées; b) les courants estuariens; c) la salinité; d) du type de vagues et, e) du régime glaciaire. Les formes d'accumulation ou d'érosion de la zone intertidale, découlent dans une plus faible mesure de la zone infralittorale et de la morphologie du Chenal du Nord, en face de la baie Saint-Paul.

1.7.1 Les niveaux marégraphiques

La baie Saint-Paul dont l'estran s'étend sur plus de 1600 m de largeur est soumise à des marées relativement importantes. La marée moyenne est de l'ordre de 3,57 m de hauteur. Les marées de vive-eau excèdent souvent 6 m pouvant atteindre une élévation d'environ 6,8 m (PÊCHE ET OCÉANS CANADA, 1987, 1988), alors que le marnage moyen est d'environ 4,6 m. Le marnage extrême enregistré est de 7,5 m, soit l'un des plus élevés du moyen estuaire. Plus appréciables que ceux de la côte sud de l'estuaire, "...les marnages de la côte nord atteignent leur maximum dans les environs de l'île-aux-Coudres" (GODIN, 1979 p.109). Avec une amplitude maximale entre la haute et la basse mer qui atteint 8,1 m, valeur basée sur trois écarts-types (GODIN, 1979), Saint-Joseph-de-la-Rive connaît le plus grand marnage exceptionnel ou épisodique de la côte de Charlevoix et de tout l'estuaire moyen.

Toutefois, dans ce secteur de l'estuaire du Saint-Laurent, les trois écarts-types ne peuvent contenir les valeurs extrêmes des marées (GODIN, *op.cit.*). Ceci est dû au fait que les tempêtes peuvent déplacer le niveau de la mer soit vers des valeurs surélevées, soit sous-abaisées:

"...and St-Joseph-de-la-Rive positive surges occur at the time of high tide, which is a factor that makes the overall water level variations at these locations quite significant" (EL-SABH *et al.*, 1988 p.305).

Ce phénomène périodique semble survenir généralement à l'intérieur d'un intervalle de temps de 11 années. S'il survient lors des marées de mortes-eaux, il n'y a pas de conséquences fâcheuses, mais lorsqu'il se produit pendant une marée de vive-eau, la terrasse de 4-6 m (Mitis) est inondée partiellement. Le tableau suivant donne une idée des niveaux d'eau atteint dans la baie Saint-Paul.

Tableau II- Niveaux d'eau atteints dans la baie Saint-Paul par rapport aux hauteurs prédites au port de référence et secondaire.

<u>Niveau d'eau</u>	<u>Pointe-au-Père</u>	<u>Saint-Joseph-de-la-Rive</u>	<u>Baie-St-Paul</u> ⁶
EPM	5.3 (m)	9.19 (m)	8.78 (m)
GMPMS	<u>4.8</u>	<u>6.88</u>	<u>6.76</u>
MMPMS	3.9	5.58	5.33
NMM	<u>2.3</u>	<u>3.54</u>	<u>3.57</u>
MMBMI	0.9	0.36	0.23
GMBMI	0.2	0.00	-0.40
EBM	-0.9	-0.45	-0.80

1.7.2 Les courants estuariens

La baie fait face au sud-est et donne sur le Passage de l'Île-aux-Coudres où les courants de marées atteignent des vitesses de l'ordre de 4 noeuds lors du flot et de 5 noeuds au jusant. Dans ce secteur de l'estuaire du Saint-Laurent affecté par des marées semi-diurne, la durée du flot et du jusant est équivalente. Lorsque le flot pénètre dans le chenal, il envahit progressivement la batture. Sa vitesse étant réduite, il se développe un régime de courants propre à la zone intertidale. On peut alors voir la baie être ennoyée par le centre entre les levées des deux principaux cours d'eau traversant la batture; soit le Gouffre et la rivière du Moulin. La carte bathymétrique (fig.5) montre clairement, en fonction des isohypses tracées à même la zone intertidale, le mode de submersion de la baie.

⁶ Données calculées à partir des hauteurs d'eau enregistrées au port secondaire de Cap-aux-Corbeaux: (EPM) étale de pleine mer, (GMPMS) grande marée de pleine mer supérieure, (MMPMS) marée moyenne de pleine mer supérieure, (NMM) niveau moyen de la mer, (MMBMI) marée moyenne de basse mer inférieure, (GMBMI) grande marée de basse mer inférieure et (EBM) étale de basse mer, sauf pour les valeurs soulignées qui ont été extraites à partir de repères fixés au niveau topométrique.

Des mesures effectuées en périphérie de la frange herbacée de la haute slikke, en face du boisé littoral, à l'aide de tiges fixées à intervalle régulier, ont permis d'évaluer la vitesse de submersion à la fin d'un cycle de marée moyenne à environ .057 m/sec. Cependant, au début de la submersion, la vitesse de l'onde dépasse 0,39 m/sec. Lors des grandes marées de pleine mer supérieure, l'élévation du plan d'eau dans la baie Saint-Paul s'effectue selon un taux d'environ 1,30 m/hre.

1.7.3 Les vagues

Lorsque le vent souffle du sud-ouest, les vagues réfractées atteignent de 20 à 35 cm de hauteur (observation visuelle) au-dessus de l'estran en submersion: "Prises en charge par le fetch du sud-est qui atteint 26 km à partir de la rive sud du fleuve; un vent moyen de 15 km/hre avec rafales à 40 km/hre contribue à élever la hauteur des vagues d'environ 60 cm" (BONENFANT, 1986). La carte cotidale élaborée par Godin (1979) illustre la vitesse de propagation de l'onde de marée dans l'estuaire en provenance du NE (embouchure du Saguenay) au moment où elles touchent la baie Saint-Paul. On y observe une valeur de 260° chaque degré équivalent à 50 m et une amplitude moyenne de 1,9 m.

Durant le flot, les vagues exercent deux effets géomorphologiques majeurs: 1) dans la partie supérieure de l'estran, elles taillent des micro-falaises le long de la frange du schorre dont la hauteur varie d'est en ouest de 10 cm à 1 m d'élévation (secteur du ruisseau aux Vases), et 2) dans la partie inférieure de l'estran, elles remettent en suspension les vases fraîches, non consolidées, de la slikke. Cependant, la force érosive des vagues est grandement diminuée le long de l'immense zone intertidale atteignant près de 2 km de largeur. Ce phénomène est d'autant plus évident à l'automne, période de l'année pendant laquelle les forts vents du NO freinent considérablement l'entrée du flot. On assiste alors à un refoulement de la marée vers le large. Dans ce cas, la marée prédite n'est pas atteinte. Les vagues créées sont de faible hauteur, le vent soufflant à contre-courant.

Les nombreuses crêtes de plage soulevées qui ont été édifiées au pourtour de la vallée du Gouffre entre 35 m et 170 m d'altitude, lors de l'existence du fjord, résultent de l'activité intense des vagues il y a plus de 9000 ans BP.

1.7.4 La salinité

La région de Baie-Saint-Paul située presque à la limite aval de la zone de turbidité maximale de l'estuaire du Saint-Laurent est baignée par des eaux peu salées. Bien qu'aucune mesure n'ait été effectuée à l'intérieur de la baie, des mesures faites en aval de

l'île aux Coudres indiquent des taux de 13‰ (BRODEUR, 1982). C'est probablement ce faible taux de salinité de l'eau qui explique que des plantes d'eau douce cohabitent avec des espèces halophytes dans les zones intertidales, les premières étant évidemment dans la partie supérieure du rivage.

1.7.5 Le régime glacial

Compte tenu du climat de Baie-Saint-Paul, il existe une saison glacielle non négligeable. L'action des glaces bien connue dans d'autres secteurs du Saint-Laurent (BROCHU, 1961; DIONNE, 1971, 1973, 1981; ALLARD et CHAMPAGNE, 1980) n'a toutefois pas encore été précisée pour le secteur de Baie-Saint-Paul.

Les processus glaciels peuvent difficilement être ignorés dans la dynamique littorale de l'ensemble des estrans. Par exemple, la charge sédimentaire glacielle dans la zone Québec-estuaire du Saint-Laurent (DIONNE, inédit) varierait entre 500 à 1000 tonnes/km² (BROCHU, 1961) et 10 000 à 20 000 tonnes/km² (DIONNE, 1987, 1992) pour le haut estuaire. À Montmagny, sur la rive sud du moyen estuaire, Dionne (1984) a calculé des taux de l'ordre de 60 000 tonnes/km² de sédiments fins qui étaient déplacés par les glaces lors du dégel.

Au départ, la saison glacielle s'installe définitivement avec la formation du "pied de glace" ou "icefoot":

"La glace de rive commence généralement à se former à la mi-décembre. En janvier, l'estran est entièrement recouvert d'environ 1,5 m de glace et il est probablement dégagé entre la troisième semaine de mars et la fin d'avril par suite du réchauffement saisonnier et de l'action mécanique des grandes marées". (ALLARD, 1981 p.136)

Le littoral soulevé à Baie-Saint-Paul présente plusieurs marques laissées dans le paysage par les régimes glaciels postglaciaires. Ainsi, sur la terrasse inclinée de 35-50 m, au site de la coupe du ruisseau Verreault, il est possible d'observer plusieurs blocs d'origine glacielle dont la taille varie de petit à moyen (fig.25). Compte tenu de leur élévation, ces blocs ont probablement été délestés il y a environ 9500 BP. Plus récemment soit entre 1500-2000 BP, la terrasse Mitis a aussi fait l'objet de délestages glaciels (fig.48).

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE ET TECHNIQUES UTILISÉES

L'interprétation des photographies aériennes de 1956, prises à marée basse, de la basse vallée du Gouffre et celles de 1964 pour le secteur de Cap-aux-Corbeaux a permis d'effectuer une première reconnaissance du terrain et de délimiter les principales unités morpho-sédimentologiques constituant l'aire d'investigation. Le repérage des coupes stratigraphiques naturelles devant permettre de dresser la chronologie des événements quaternaires, survenus dans ce secteur du moyen estuaire, depuis plus de 11 000 ans BP s'est effectué durant cette phase préliminaire. Les travaux de terrain, effectués au cours des étés et automnes 1987 et 1988, ont été concentrés au niveau des versants de la vallée, sur la partie récemment émergée située au fond de la vallée du Gouffre et la zone intertidale actuelle (BONENFANT, 1986; BONENFANT et ALLARD, 1987). Au total, le territoire couvert lors de la photo-interprétation initiale a une superficie d'environ 20 km².

Au niveau des formes et des phénomènes géomorphologiques qui ont été identifiés à partir des photos de ces années, notons, entre autres, des cordons de plage soulevés. Localisés sur les terrasses inclinées visibles de chaque côté de la baie, ces cordons s'étalent entre 40-55 m, 55-75 m, 100-120 m et 150-170 m d'altitude. Sur la rive nord de la rivière du Bras du Nord-Ouest, près de sa confluence avec la rivière du Gouffre, des cicatrices de glissements ont été détectées mettant ainsi en relief la dynamique de ce milieu et le rôle des mouvements de masse dans l'évolution de ce rivage subactuel. La terrasse Mitis (4-6 m) et le niveau de 8-10 m lié à la transgression Laurentienne, qui représentent la plus vaste des zones étudiées, ont nécessité plusieurs visites sur le terrain.

L'étude des photos de 1956 et 1964, les nombreux forages effectués durant la campagne de terrain et le matériel datable trouvé à même certaines unités stratigraphiques ont permis de reconstituer l'évolution holocène partielle du site et de dresser une courbe d'émersion pour ce secteur de la côte de Charlevoix. La photo-interprétation des dépôts meubles de surface compris dans la basse vallée du Gouffre a aussi rendu possible la réalisation d'une carte morpho-sédimentologique pour la région de Baie-Saint-Paul.

2.1 La photo-interprétation

La couverture stéréoscopique du territoire d'étude, dont la superficie est d'environ 20 km², a été réalisée à partir de deux lignes de vol: Q56882 photos panchromatiques numéros 20-21-22 au 1/19 200 prises à marée basse; lors de ces prises de vue, la hauteur d'eau était d'environ 0,6 m au dessus du zéro marégraphique (BONENFANT, 1986). La ligne Q64190 photos 256-257-258 à l'échelle du 1/15 840, prises à marée descendante, a permis de compléter la cartographie dans le secteur de Cap-aux-Corbeaux fermant l'entrée nord-est de la baie. Le choix de ces photos aériennes s'explique par la faible utilisation des terres à cette époque et par la qualité des images photographiques. Pour la cartographie des formes et des dépôts meubles, la photographie n° 22 a été agrandie 2,5 fois, soit à une échelle de 1/8000 et le cliché n°257 fut agrandi 2,45 fois. Le secteur délimité est compris entre 47°24'32" et 47°27'02" de latitude nord et 70°27'49" et 70°31'40" de longitude ouest.

La superficie des phénomènes d'érosion et d'accumulation identifiés par photo-interprétation, comme les marais intertidaux (BONENFANT, 1986), les amphithéâtres de glissement et les basses terrasses a été calculée par planimétrie. Ces mesures, répétées sur plusieurs années, permettent de suivre l'évolution récente des formes.

2.2 Les travaux de terrain

Les travaux de terrain se sont échelonnés sur deux périodes: du 27 juillet au 30 octobre 1987 et du 4 juillet au 29 octobre 1988. La première phase a consisté au nivellement des secteurs devant faire l'objet d'échantillonnages soit: 1) Cap-aux-Corbeaux, 2) rue Saint-Pamphile (voir rang Saint-Laurent), 3) ruisseau Verreault, 4) Baie-Saint-Paul et 5) ruisseau aux Vases. Pour les zones à faible relief (schorres, zone intertidale, basses terrasses), les profils topographiques ont été réalisés à l'aide d'un niveau électronique GDD

dont la précision de la différence d'élévation est de 0.2% ou de 2 cm/10 m de dénivellation tandis que pour les versants de la vallée, plus abrupts, le niveau topométrique a été utilisé.

2.2.1 Installation de repères géodésiques et nivellements

Au cours de la phase initiale des travaux de terrain, d'autres mesures de nivellement ont été effectuées à partir de repères géodésiques implantés sur le territoire. Le niveau topométrique, instrument de plus grande précision, nous a servi à fixer de nouveaux points altimétriques (Bench mark) dans les secteurs étudiés de la baie, en particulier sur la basse terrasse. Dans les zones accidentées, il a été utilisé parallèlement au théodolite Wild pour les mesures d'altitude et de gradient des terrasses latérales inclinées qui sont accolées aux versants rocheux. Dans la zone intertidale, son utilisation a permis d'établir deux niveaux marégraphiques de référence dont celui de la hauteur réelle du plan d'eau lors des marées moyennes dans la baie Saint-Paul (tabl.II). Partant des valeurs prédites apparaissant dans la table des marées au port de référence de Pointe-au-Père, il est maintenant possible de trouver les hauteurs correspondantes dans ce secteur de l'estuaire moyen.

L'installation de tiges sur le marais supérieur du ruisseau aux Vases (partie récente du delta), à partir d'un Bench mark implanté au contact avec la terrasse Mitis (secteur est), faite à l'aide du niveau électronique GDD a aussi permis d'établir le niveau moyen d'une marée de vive-eau à l'intérieur de la baie (fig.6). Ainsi, nous avons calculé que pour une marée de 4,7 m prédite à Pointe-au-Père, la baie Saint-Paul en connaissait une de 6,76 m (tabl.II). Pendant ce temps, les formes dont l'altitude a aussi été mesurée sont les dunes littorales coiffant la Belle Plage (talus Mitis) et les vagues de sable recouvrant le schorre face à l'extrémité sud-ouest du boisé littoral (pinède).

En résumé, ces nivellements nous ont permis d'établir l'altitude exacte du sommet des séquences stratigraphiques étudiées qui correspondent aux secteurs cités plus haut et la hauteur des échantillons récoltés/niveau moyen de la mer (NMM). La figure 7 indique l'emplacement des coupes dans les secteurs. Ces informations sont des plus importantes dans la reconstitution des événements quaternaires d'une région aussi complexe que celle de la basse vallée du Gouffre puisqu'elles ont permis de calculer les variations survenues au cours du relèvement isostatique, de mesurer l'altitude des anciennes de lignes de rivage et des terrasses et d'observer la distribution locale et régionale des unités stratigraphiques.

Dans le chapitre 3, le terme "séquence" a été utilisé afin de montrer la stratigraphie spécifique qui caractérise chacun des secteurs de l'étude, ceux-ci étant situés à des niveaux



Fig. 6 Transect topographique effectué sur le schorre supérieur du ruisseau aux Vases à l'aide du niveau de précision GDD. Le profil est orienté E85°O en direction du marigot. Les flèches indiquent la position des tiges sur le marais et l'emplacement du ruisseau. (3 septembre 1988)

très variables le long d'un écart altitudinal d'environ 150 m. Une séquence stratigraphique peut être composée d'une seule coupe comme celle du Rang Saint-Laurent ou être formée à partir de plusieurs petites coupes comme celle de Cap-aux-Corbeaux ou du ruisseau Verreault. Une série de coupes forme aussi une séquence comme celle de Baie-Saint-Paul. Les coupes adjacentes ne fournissent que des éléments complémentaires.

2.2.2 Échantillonnages

Parmi les nombreux nivellements effectués (29 au total), 7 l'ont été dans la zone soumise au cycle des marées, mais seuls les transects du schorre supérieur du ruisseau aux Vases et du bas estran situé en face furent conservés pour les besoins de l'étude. Par la suite, les coupes stratigraphiques naturelles détectées par photo-interprétation et celles faites à la pelle, dans les sites choisis lors des travaux de terrain, ont été décrites sur place. Chaque unité a fait l'objet d'analyses portant sur la granulométrie, la couleur et la structure sédimentaire. Sur les tills trouvés de chaque côté de la vallée du Gouffre, on a mesuré le pourcentage de calcaires et évalué la compacité du matériel. Cependant, les mesures d'orientation et de pendage faites sur les cailloux composant la fraction grossière des tills, à l'aide d'une boussole à clinomètre Brunton, n'ont pu s'effectuer qu'au site de la coupe du ruisseau Verreault. Localisée sur le versant ouest, près de l'embouchure de la baie, cette coupe naturelle est la seule à bien exposer deux tills. Les 100 cailloux sélectionnés pour cette base de travail l'ont été en fonction de leur grand axe, fixé à 4 cm de longueur.

Enfin, chaque coupe a fait l'objet de prélèvements de sol (62 au total) pour fins d'analyses granulométriques. La nature exacte des dépôts ainsi connue, cela nous a permis d'établir des corrélations entre les diverses séquences étudiées. Les relevés de terrain ont aussi permis la mise à jour de lits fossilifères et de macro-restes végétaux (bois, matière organique) en place dans les dépôts originaux ou enfouis lors de mouvements de terrain.

2.3 Les travaux de laboratoire

Les diverses analyses au stade de laboratoire se sont déroulées parallèlement à la cueillette des sédiments meubles et des échantillons datables prélevés dans les coupes stratigraphiques étudiées. Ainsi, après séchage des dépôts de sol, nous avons procédé à leur tamisage à sec. Quant aux coquillages et macro-restes végétaux (bouts de bois et matériel organique) susceptibles d'être datés, ils ont fait l'objet d'un nettoyage manuel. Dans le cas des coquilles, un jet d'eau froide a servi à les dégager de leur gangue, tandis

que les débris organiques ont été débarassés des petites racines et radicelles afin de limiter au maximum les risques de contamination.

2.3.1 Granulométrie des sédiments meubles

L'analyse granulométrique a permis d'obtenir les pourcentages cumulés résultant de la répartition des sédiments au travers la colonne de tamisage; les courbes granulométriques ont ainsi pu être dressées (62 au total). Cependant, seules 8 courbes ont été conservées aux fins du mémoire. Celles-ci ont été rassemblées en deux groupes: a) les dépôts glacio-marins et b) les sédiments sableux. La fraction fine (<63 mm ou 4 phi), isolée lors de la phase initiale de l'analyse, a fait l'objet d'une analyse microgranulométrique. La séparation des sédiments fins (limons et argiles) fut réalisée au moyen de la technique de densimétrie du matériel (BOUYOUCOS, 1936). Son utilisation a permis de compléter les courbes granulométriques des échantillons ayant une grande quantité de sédiments fins tout en donnant les proportions de limons et d'argile contenues dans le matériel.

Concernant les tills, un séparateur mécanique a été utilisé avant tamisage pour diviser les échantillons recueillis en deux parties égales, représentatives de l'ensemble du dépôt. La fiche technique compilée de l'orientation et du pendage des cailloux (fabrique de till) dans la coupe du ruisseau Verreault, a servi à fabriquer une rosace sur diagramme polaire montrant l'orientation générale du dernier écoulement glaciaire dans la région. Les données reportées sur canevas équiaire de Schmidt ont permis d'en indiquer la direction.

2.3.2 Datations au C-14

Le matériel datable envoyé au laboratoire de ^{14}C a été soumis à un second pré-traitement. Le nettoyage des échantillons fut effectué à l'aide de produits tels que l'eau (H_2O), l'acide chlorhydrique froid (HCl) à 5% pour les coquillages et à 1% pour le matériel organique ainsi que par l'hydroxyde de sodium (NaOH) pour le bois et le matériel organique (teneur à 1%) ou les trois à la fois.

Les échantillons ne contenant pas suffisamment de matériel organique, comme celui prélevé à 2,75 m de profondeur le long du talus Mitis (Belle Plage de la baie Saint-Paul), ont fait l'objet d'une décantation rapide de quelques minutes dans de l'eau distillée afin de décoller les micro-restes du sédiment. Une filtration sous vide a suivi en vue de récupérer le matériel organique. Cette méthode de récupération plus efficace que la seule décantation de 24 heures permet, d'une part, une séparation de la matière organique du sédiment alors qu'il y a souvent mélange dans la méthode traditionnelle qui oblige à refaire le procédé et,

d'autre part, parce qu'elle permet grâce au jet d'eau utilisé (4 à 5 fois par minute) un maximum de récupération. Toutefois, malgré ce procédé, l'échantillon ci-haut a dû être envoyé à Beta Analytic Inc. (BETA), laboratoire de datation possédant une centrifugeuse de particules. Cette technique permet d'extraire la totalité du carbone disponible dans la masse soit environ 6 grammes dans le cas de cet échantillon.

Au total, 19 échantillons ont été récoltés pour des analyses radiocarbone. Parmi cet inventaire, 12 ont été envoyés au laboratoire de radiochronologie de l'université Laval et les 7 autres chez BETA Analytic (Floride). De ce nombre, 3 bois et 1 paléosol ont donné des âges modernes (<100 ans). Les nouvelles données obtenues pour la région de Baie-Saint-Paul proviennent donc de 15 échantillons; les matériaux datés sont des bois (6), des coquillages (4) et du matériel organique (5). Les comptages d'activité ^{14}C ont été réalisés selon la méthode de la scintillation liquide et les âges ont été calculés selon la demi-vie de Libby, soit 5568 ans (BARRETTE, 1980). L'analyse stratigraphique et les radiodatations ont donc permis de retracer les événements post-glaciaires dans la basse vallée du Gouffre.

2.4 Cartographie des dépôts de surface

Quelques cartes morpho-sédimentologiques élaborées à différentes échelles existent pour la basse vallée du Gouffre. Les plus récentes sont celles de Chagnon (1969), Houde *et al.* (1970) et Bonenfant (1986). Les nouvelles données disponibles sur ce milieu stratégique, au niveau de la compréhension de l'histoire quaternaire du moyen estuaire, a permis une cartographie améliorée des dépôts de surface et du substrat. Par exemple, un dépôt deltaïque recouvrant un dépôt glaciaire (till), est indiqué sur la carte en annexe: Sd/T.

Les dépôts meubles qui ont été repérés par photo-interprétation et visités lors des travaux de terrain sont d'origine glaciaire (till), fluvio-glaciaire (proglaciaire), deltaïque, marine à faciès d'eau peu profonde à profonde, littorale et éolienne. Parmi les formes associées aux dépôts cartographiés on trouve, au niveau de la terrasse transversale de 20-35 m recoupant la vallée, une cicatrice ancienne de glissement de terrain localisée au centre-ouest sur la photo aérienne (fig.7). Les rides de fluage détectées par photo-interprétation à partir des dénivellations visibles sur les terrasses de 8-10 m et de 4-6 m ont aussi été cartographiées permettant de visualiser les directions empruntées par les coulées d'argiles limoneuses aux endroits où celles-ci n'ont pas été liquéfiées. L'amphithéâtre créé lors de ce glissement a près de 600 m (L)x 360 m pour une superficie totale d'environ 216 000 m².

CHAPITRE 3

STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATÉRNAIRES DANS LA VALLÉE INFÉRIEURE DE LA RIVIÈRE DU GOUFFRE

Les données stratigraphiques proviennent de 14 coupes réparties dans cinq secteurs de la basse vallée du Gouffre (fig.7). Ces coupes mettent l'accent sur les sédiments de contact glaciaire, les épandages fluvio-glaciaires ainsi que sur les matériaux résultant de l'invasion marine goldthwaitienne. La séquence, la distribution, les différents faciès et la composition des unités permettent d'établir des corrélations entre les coupes, de procéder à des études statistiques sur l'orientation des cailloux dans les tills et d'esquisser la chronologie relative des événements quaternaires au Fini-glaciaire et à l'Holocène pour ce secteur de la côte de Charlevoix. Parallèlement à ces coupes, les datations ^{14}C effectuées sur le matériel datable fournissent l'âge approximatif de la mise en place de ces dépôts.

3.1 La séquence de Cap-aux-Corbeaux

La séquence de Cap-aux-Corbeaux, localisée dans une gravière abandonnée, débute à environ 150 m d'altitude (coupe n° 1, fig.7). La stratigraphie de ce secteur, qui surplombe l'escarpement de faille fermant l'entrée est de la vallée du Gouffre, comprend trois principales unités lithostratigraphiques d'âge wisconsinien (fig.8). La puissance de cet ensemble, calculée à partir de profils élaborés dans les sections est et ouest de la gravière, est supérieure à 11,2 m. L'unité de base est constituée de matériel glacio-marin surmonté d'une accumulation sableuse, stratifiée, d'origine deltaïque s'inclinant vers le



Les points représentent les coupes stratigraphiques principales. Les triangles représentent les coupes stratigraphiques secondaires.

FIGURE 7 Localisation des sites d'échantillonnage dans la basse vallée de la rivière du Gouffre.

56-54 082

fleuve. Le sommet de la séquence se caractérise par du matériel granulaire associé à des crêtes de plage soulevées.

3.1.1 Le matériel glacio-marin

Accolée à la paroi est de la baie-Saint-Paul, la partie basale de ce dépôt glacio-marin culmine à 138,8 m d'altitude. Visible au fond de la gravière abandonnée, ouverte au sud-est, le matériel consiste en un till sableux avec blocs d'épaisseur inconnue, relativement compact, non fissile et à matrice limoneuse grise. Près de la surface, les sables moyens à grossiers, dont l'épaisseur est de 20 cm environ, présentent une stratification mince attribuable au remaniement de la partie supérieure du till par les vagues pendant sa mise en place. Le tamisage à sec effectué sur cette fraction du till indique un granoclassement normal des sédiments (fig.23). Ce matériel s'apparente au till d'ablation décrit à l'île aux Coudres par Brodeur et Allard (1985). Toutefois, des différences s'observent au niveau de la fraction grossière et de l'émuissé des cailloux entre les deux sites. La coupe de Cap-aux-Corbeaux montre plutôt que le fond de la gravière correspond à la partie sommitale d'un delta comme celui découvert aux Éboulements (GOVARE et GANGLOFF, 1989). La coupe effectuée à ce site n'a pas permis d'observer le contact inférieur. La teneur en cailloux est variable dans un rayon de quelques mètres et même à l'intérieur d'une coupe, mais elle est généralement faible. Les fragments rocheux composant la fraction grossière de ce till sont tous d'origine précambrienne: gneiss granitiques légèrement altérés, pegmatites et anorthosites à andésine déformées (plagioclases) (MAWSDLEY, 1927). Sub-anguleux à sub-arrondis, les cailloux de cette unité varient de petits à moyens.

La présence de fossiles dans ce till est sa principale caractéristique. Elle signifie une mise en place du matériel morainique au contact de la mer lors d'une réavancée du front glaciaire. Ceci laisse supposer que les eaux froides de la mer de Goldthwait bordent, à cette époque, l'embouchure de la vallée du Gouffre. Plusieurs sites ayant fait l'objet de recherche dans la région de Québec montrent des fossiles marins incorporés au till ou à du till stratifié (LASALLE *et al.*, 1972). Dans la coupe de Cap-aux-Corbeaux, qui est la coupe de référence n° 1, seuls les premiers 50 cm ont fait l'objet d'un forage. Ceci s'explique par le taux de fragmentation très élevée des coquillages et de leur dispersion dans tout le matériel qui découlent de la remobilisation du till au cours de l'avancée glaciaire s'étant produite dans ce secteur, à ce moment, et de l'exposition d'un milieu de faible profondeur d'eau. LaSalle *et al.* (1977) suggère, à cet effet, qu'un abaissement du niveau marin se serait produit avant 11 100-11 200 BP. Cet événement aurait été suivi par un épisode d'eau relativement plus profonde (ELSON, 1969; LASALLE *et al.*, 1977).

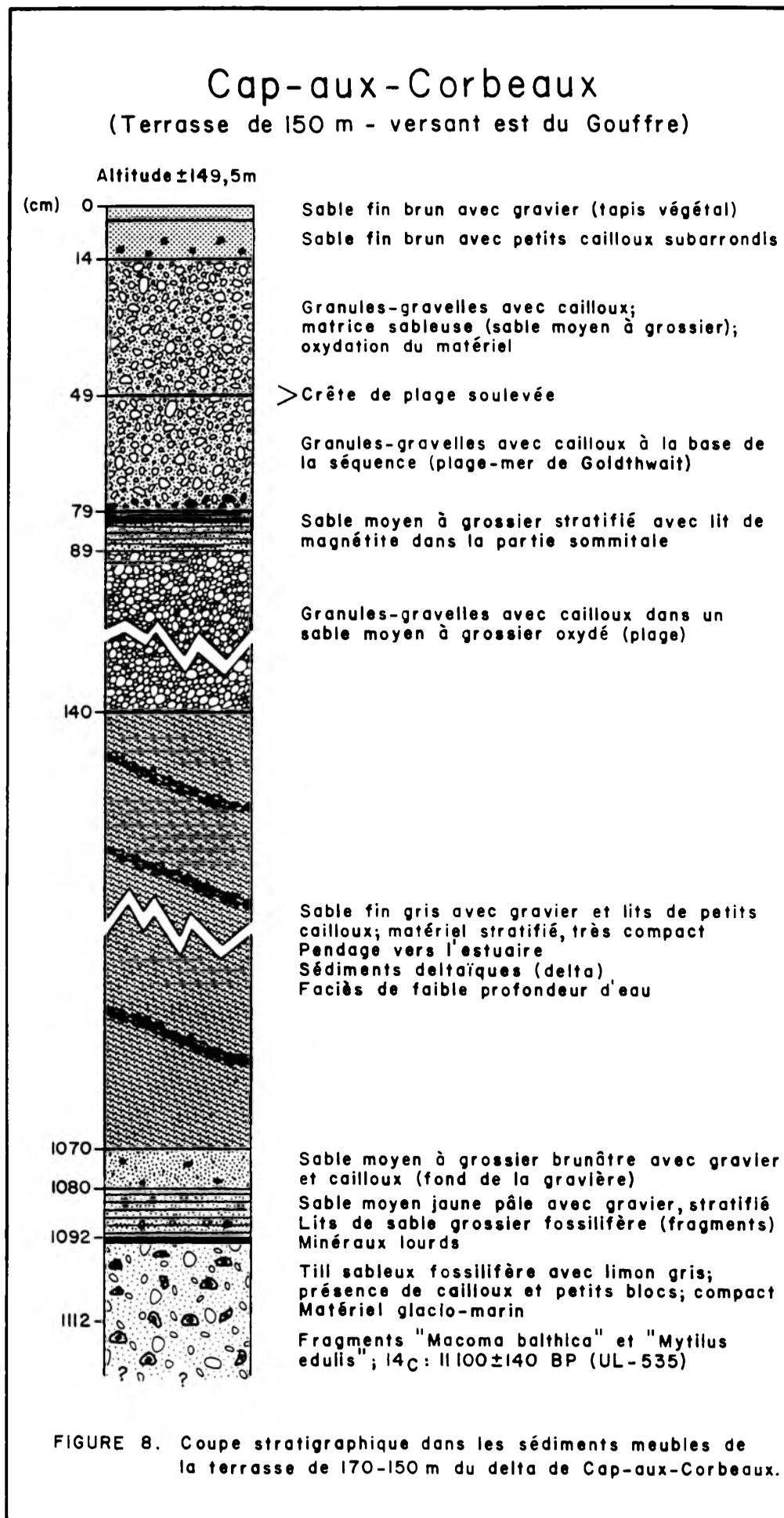


FIGURE 8. Coupe stratigraphique dans les sédiments meubles de la terrasse de 170-150 m du delta de Cap-aux-Corbeaux.

Malgré la fragmentation des fossiles échantillonnés, il a quand même été possible de reconnaître deux espèces de la famille des Pélécytopodes, soit: Macoma balthica (Linné) et Mytilus edulis (Linné). Une datation radiocarbone effectuée sur des fragments coquilliers de ces mollusques marins qui vivent, entre autres, en zone intertidale (BOUSFIELD, 1964) a révélé un âge de $11\ 100 \pm 140$ BP (UL-535). Cette date représente un âge minimum pour l'invasion marine finale dans ce secteur du moyen estuaire. De plus, compte tenu de la position des coquillages prélevés, elle indique également le début de la formation du delta de Cap-aux-Corbeaux. L'âge obtenu est aussi en accord avec les datations ^{14}C de LaSalle *et al.* (1972) pour la région de Québec: $11\ 100 \pm 160$ BP (GSC-1232), $11\ 200 \pm 170$ BP (GSC-1476) et $11\ 600 \pm 160$ BP (GSC-1235). Ces âges indiquent que la mise en place de matériel glacio-marin s'est effectuée tout le long de la rive nord de l'estuaire moyen aux alentours de 11 000 ans BP. Ceci laisse donc supposer qu'une activité glaciaire, reliée à l'événement Saint-Narcisse, s'est produite dans le chenal du Saint-Laurent en aval de la vallée du Gouffre. "Dans la vallée du Saint-Laurent, la phase glaciomarine qui précède la mise en place de la Moraine de Saint-Narcisse est due au maintien d'un courant de glace débouchant dans la mer de Champlain" (OCCHIETTI, 1987 p.307). Une analyse sur des pollens semble indiquer une brève détérioration climatique vers 10 800 BP (LASALLE, 1966). Le lobe glaciaire délimité à la hauteur de La Malbaie par Poulin (1977) vient appuyer cette hypothèse. Au niveau des phases marines, la nouvelle date correspond au Goldthwaitien II de Dionne (1977), période durant laquelle se sont édifiés les grands deltas. De plus, elle situe la réavancée de Saint-Narcisse sur le territoire côtier de Charlevoix (RONDOT, 1974; POULIN, 1977; OCCHIETTI, 1982).

3.1.2 Les sédiments deltaïques

L'unité intermédiaire composant la séquence de Cap-aux-Corbeaux est constituée d'un dépôt deltaïque mis en place dans les eaux marines durant une phase régressive de la mer de Goldthwait. En fait, il s'agit d'une accumulation associée à la formation d'un delta proglaciaire. Édifié en eau peu profonde, ces sédiments deltaïques s'inclinent de 4° à $6,5^\circ$ suivant une direction sud-est vers l'estuaire. Le rebord inférieur, plus prononcé, possède une pente forte qui varie de 30° à 45° . D'une largeur d'environ 350 m, le delta culmine à une altitude comprise entre 170-150 m. Toutefois, seule la section aval du delta située à 148 m d'altitude, à l'endroit où les sédiments glacio-marins affleurent, a fait l'objet de l'étude (fig.9). Les sédiments accumulés qui forment cette seconde unité atteignent une épaisseur approximative de 9,3 m. Quant à la nature du dépôt, il s'agit surtout d'un sable fin gris avec petit gravier, très compact, ayant été cimenté par le processus de délavage des

particules fines. Des lits de petits cailloux sont aussi visibles à diverses profondeurs dans le matériel encaissant rendant la stratification apparente. L'obliquité des lits au front du delta indique que l'écoulement s'effectuait vers le sud-est, en direction de l'estuaire actuel (fig.10). Les eaux de fonte responsables de la mise en place de ces sédiments devaient être canalisées, à cette époque, par le paléo-chenal ayant donné naissance au ruisseau actuel du Bois Blanc (fig.1).

Compte tenu de l'âge obtenu sur les sédiments glacio-marins sous-jacents et de la durée de l'événement glaciaire de Saint-Narcisse qui aurait persisté jusque vers 10 800 ans BP (DIONNE *et al.*, 1968; LASALLE *et al.*, 1972; RONDOT, 1974; LASALLE et ELSON, 1975; POULIN, 1977; OCCHIETTI et HILLAIRE-MARCEL, 1977), le delta de Cap-aux-Corbeaux serait postérieur à cette date. De plus, il ne pourrait être plus récent que 10 580 ans BP puisque, selon Govare et Gangloff (1989), le niveau de la mer de Goldthwait était déjà descendu en-dessous de 120 m d'altitude durant cette période. Toutefois, la position dans laquelle les fragments fossilifères ont été prélevés incite à penser que la construction du delta de Cap-aux-Corbeaux aurait débuté il y a environ 11 000 ans BP suite à une fonte rapide de la marge glaciaire, liée à un réchauffement climatique, qui se serait produit dans ce secteur élevé de la côte (POULIN, 1977; POULIN et RICHARD, 1977; GOVARE et GANGLOFF, 1989). Terasmae (1961) a aussi noté ce phénomène au sud de la région étudiée le long de la vallée du Saint-Laurent. Selon Occhietti (1977), il y aurait eu une halte du front glaciaire entre 11 300 et 11 000 BP.

3.1.3 Le matériel de plage

Le matériel de plage recouvrant les sédiments deltaïques atteint une épaisseur de 140 cm. Il est représenté par deux lits de granules-gravelles présentant des faciès légèrement différents à l'intérieur duquel s'intercale un horizon de sable moyen à grossier stratifié en lits minces (coupe n° 1, fig.7 et 8). La présence de ces sables à travers le dépôt encaissant est attribuable à une réduction du débit des eaux provenant du paléo-chenal du Bois Blanc. L'absence de rides de courant dans ces sables fluviaux découle du débit régulier des eaux à une époque où le niveau marin devait être plus bas dans l'estuaire.

L'unité n° 3 prend fin avec un matériel de plage similaire à celui situé au-dessus des sables deltaïques. Le remaniement de ce dépôt en cordons de plage visibles jusqu'à la cote de 170 m d'altitude (carte hors-texte) indique une origine littorale alors que la mer de Goldthwait bordait ce niveau. En conséquence, le niveau marin atteint après la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse serait donc supérieur au niveau de 150 m accepté précédemment



Fig. 9 Vue vers le nord-est de la gravière abandonnée de Cap-aux-Corbeaux. Le fond de la gravière situé au centre de la photo correspond au plafond du dépôt deltaïque qui repose en conformité au-dessus des sédiments glacio-marins. (19 octobre 1987)



Fig. 10 Vue du versant est de la gravière au front du delta montrant les sédiments fins gris cimentés et leur inclinaison apparente vers l'estuaire. Le pendage est rendu visible par la présence des lits de gravier et de petits galets dans le matériel. (19 octobre 1987)

(DIONNE, 1977; LAJOIE, 1981) et au niveau de 165 m récemment établi par Rondot (1989) dans la vallée de la rivière du Gouffre.

Emboîté dans une série d'anciennes lignes de rivage, arquées, ouvertes au sud-est le matériel de plage vient coiffer la séquence de Cap-aux-Corbeaux (carte hors-texte). La photo-interprétation a permis de dénombrer une quinzaine de cordons littoraux sur une distance de 557,6 m. Visibles entre 170 m et 50 m d'altitude, les cordons sont distants d'environ 35,6 m en moyenne. Cependant, leur distribution dans le paysage n'est pas régulière. Ainsi, les cordons situés en amont (3) et à l'aval (4) sur la terrasse sont distants d'environ 49,9 m et 46,3 m, tandis que dans la section centrale du delta (7), les cordons apparaissent à tous les 25,4 m, en moyenne. Leur rapprochement relatif variable indique, par conséquent, que le taux de relèvement isostatique ne s'est pas manifesté avec la même vitesse entre 11 000 et 10 580 ans BP, mais il dénote un abaissement général assez rapide et régulier du niveau marin dans ce secteur à cette époque (ELSON, 1969; GOVARE et GANGLOFF, 1989). Le profil des crêtes de plage reflète aussi une dérive littorale de direction sud-est (orientation et structure des vents dominants), comparable à celle prévalant dans la baie, qui est demeurée stable durant le retrait des eaux de la mer de Goldthwait.

3.2 La séquence du rang Saint-Laurent

Localisée à quelque 3,1 km au nord-ouest de la séquence de Cap-aux-Corbeaux, le long de la paroi est de la vallée du Gouffre (coupe n° 2, fig.7), la séquence du rang Saint-Laurent se termine au niveau de la terrasse de 100-120 m d'altitude. À partir de la basse terrasse, la puissance des dépôts recoupés est d'environ 78,5 m. Les dépôts se limitent à un till qui repose à la base de la séquence, lequel est recouvert par une couche d'argile marine d'épaisseur inconnue. Une épaisse couche de sable et gravier d'origine deltaïque formant l'unité n°3 recouvre ces unités (fig.11). Ce matériel de rivage mis en place de chaque côté de la vallée, au pourtour d'un ancien bras de mer goldthwaitien, est actuellement soumis à l'érosion éolienne attribuable surtout aux vents dominants du nord-ouest soufflant dans l'axe de la vallée (fig.4). Une mince couche de sable éolien remaniée en dunes, résultant de cette action érosive, termine la séquence.

L'abri naturel qu'offre le site joint au fetch faible en provenance du sud ont permis, à l'époque de l'existence du fjord aujourd'hui exondé, une accumulation importante de matériel meuble.

Rang Saint-Laurent

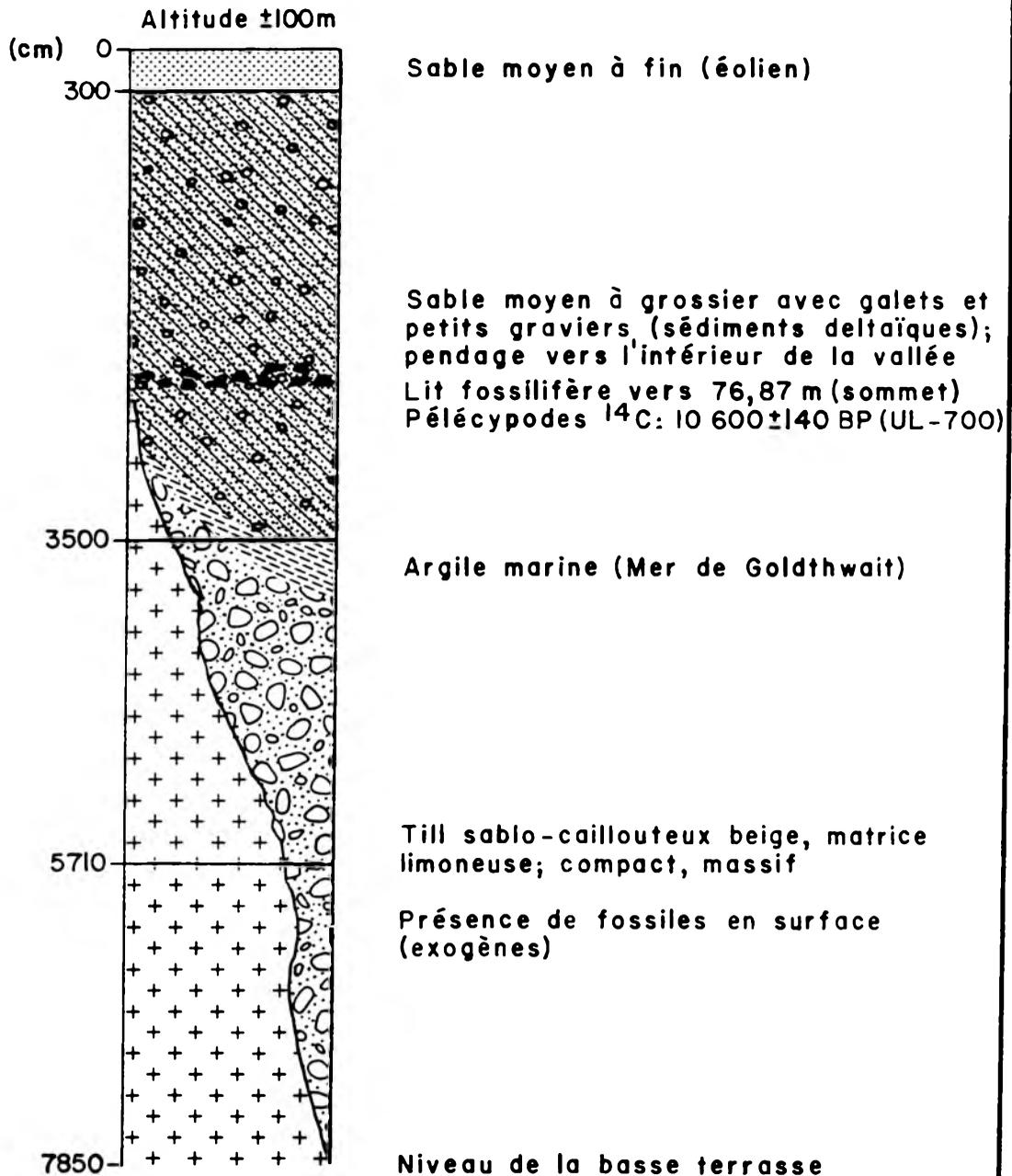


FIGURE II. Coupe schématique dans la terrasse sableuse de 100-110 m du rang Saint-Laurent, versant est de la vallée du Gouffre.

3.2.1 Le matériel glaciaire

Dans ce secteur de la vallée du Gouffre, la base de la séquence du rang Saint-Laurent (fig.11) est formée de till dont l'accumulation débute à 21,5 m d'altitude au niveau de la basse terrasse. D'une épaisseur d'environ 35 m, le till composant le substrat de la terrasse de 42-55 m est sablo-caillouteux, grisâtre, à matrice limono-argileuse, très compact. Le talus inférieur de la terrasse qui s'incline d'environ 23°, est empreint de plusieurs niches de décollement résultant de petits glissements en milieu subaérien (fig.12).

Deux autres transects ont fait l'objet de mesures de nivellement. Situés hors de la zone d'étude, en amont de la séquence du rang Saint-Laurent, ils avaient pour but de préciser l'altitude, la largeur et l'inclinaison générale des différentes terrasses adossées au versant est de la vallée. Ces transects effectués, l'un à 240 m et l'autre à 1,96 km en amont, révèlent l'existence de niveaux de terrasse compris entre les altitudes de 46,2-52,9 m et 46,5-52,7 m correspondant ainsi au niveau décrit précédemment. Aux Éboulements, le niveau inférieur compris entre 40 m et 60 m d'altitude est bien marqué dans la région (GOVARE et GANGLOFF, 1989). D'une largeur variant de 100 m à 125 m, le niveau de 42-55 m mesuré est donc fiable compte tenu de la position du transect près de l'embouchure de la vallée. Bien que cette terrasse s'incline rapidement vers le centre de la dépression suivant une pente générale supérieure à 12,5°, les deux profils réalisés subséquentement permettent d'affirmer que la terrasse inférieure située de ce côté de la vallée possède aussi un pendage vers le fleuve (CHAGNON et LOCAT, 1992). Le profil de cette terrasse résulte de la dissymétrie de la vallée du Gouffre, les versants plus abrupts étant situés près du centre de l'astrolème (RONDOT, 1971, 1972b et 1979).

Le profil effectué à 1,96 km en amont, derrière le niveau de 46,5 m, a permis de délimiter d'autres replats à des élévations comprises entre 72,5 m et 79,0 m ainsi qu'entre 82,2 m et 85,4 m. À ces altitudes, la couverture meuble est mince et repose directement sur les calcaires basculés, visibles dans cette section de la vallée, qui n'ont pas été charriés lors des crues glaciaires du Pléistocène (fig.13). D'autres niveaux de terrasses ont aussi été repérés aux altitudes suivantes: 140-145 m, 125 m et 95 m, le long du corridor de la vallée du Gouffre (RONDOT, 1989).

3.2.2 Les argiles marines

Le till basal est, probablement, recouvert d'une couche d'argile, l'unité n'ayant pas été observée. Seules des valves à la surface du till indiquent sa présence à un niveau élevé.



Fig. 12 Profil inférieur de la terrasse de 42-55 m et de son rebord externe vu du repère géodésique, séquence du rang Saint-Laurent. Remarquez la petite niche de décollement dans le talus à droite de la photo. Vue vers le sud-est. (26 juillet 1988)



Fig. 13 Vue des calcaires faillés et basculés résiduels visibles au niveau de la terrasse de 82-85 m à partir d'un profil effectué en amont de la coupe de référence n° 2. Remarquez l'épaisseur des strates et le faible recouvrement de surface. L'inclinaison des bancs indique un mouvement glaciaire de direction NE-SO. (27 juillet 1988)

3.2.3 Les sables et graviers deltaïques

Le till de fond est recouvert par du matériel d'origine deltaïque mis en place durant l'épisode goldthwaitien. Sur le terrain, cette unité est visible à partir de la courbe de niveau de 65 m jusqu'à la terrasse de 100-120 m. La présence de ce dépôt aussi bas dans la séquence découle soit de mouvements isostatiques, de l'érosion naturelle ou des glissements survenus dans les sédiments en marge de la terrasse. Un levé de géoradar effectué au sommet de la terrasse a révélé que les sables et graviers deltaïques reposent directement sur la roche en place et qu'ils ont une épaisseur réelle variant de 2,2 m à 9,0 m (CHAGNON et LOCAT, 1992). De plus, ces auteurs ont déterminé que la haute terrasse possède un pendage vers le nord-ouest, suivant l'orientation de la vallée du Gouffre, d'environ 3,2° contraire au niveau inférieur (fig.15). Un forage effectué dans le matériel à 76,9 m d'altitude, en bordure d'un petit sentier, a permis la découverte d'un lit fossilifère variant de 10 cm à 15 cm d'épaisseur. La faune littorale prélevée dans ce lit, composé de sable moyen à grossier avec petits galets, est représentée par deux mollusques: Hiatella arctica (Linné) et Macoma balthica (Linné). Bien qu'ils ne soient pas en position de vie, les valves parfois très rapprochées, abondantes, et leur état de conservation à travers la thanatocénose indiquent un court déplacement du milieu biologique. Une datation au radiocarbone sur des valves entières et fragmentées, prélevées dans l'ensemble du lit, a donné un âge de 10 600 ± 140 ans BP (UL-700).

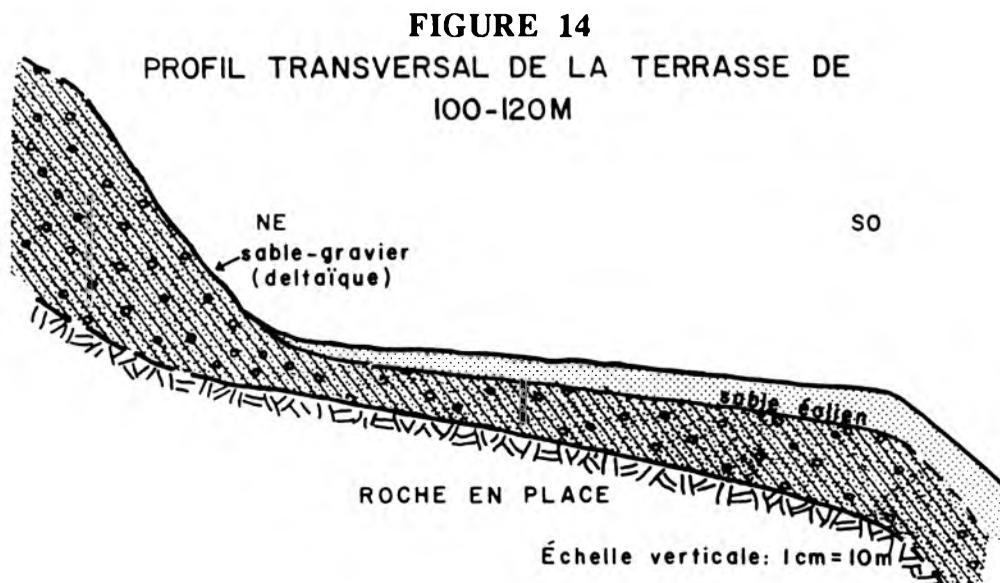
Cette date comparée à celle obtenue par Rondot (1974) sur des coquilles en place sur le bord d'un talus de terrasse de 60 m d'altitude, à 8 km au nord de Baie-Saint-Paul (Qu-73: 10 000 ± 170 ans BP), rend plausible l'existence d'un niveau marin aux environs de 77 m d'altitude. Les Hiatella arctica et Macoma balthica sont des mollusques de faible à moyenne profondeur qui vivent généralement entre -3 m à -15 m (HILLAIRE-MARCEL, 1977), ce qui suppose l'existence d'un plan d'eau entre 80 m et 92 m d'élévation. Un replat de quelques mètres de largeur situé à 82,2 m d'altitude, marquant la fin du nivellement à deux kilomètres en amont, peut correspondre à ce niveau marin.

On doit se demander si ces niveaux sont bien datés? Selon Govare, le niveau de 60 m dont parle Rondot (1974) est mal localisé sur la carte. L'Auteur se base sur une datation similaire obtenue sur Macoma calcarea (inédit, comm.pers.) qui marque le rivage de 35 m d'altitude. De plus, la remontée isostatique de près de 14 cm/an calculée par Rondot semble fautive puisque selon Govare et Gangloff (1986), le taux séculaire du relèvement aurait été d'environ 4,5 m durant la période de 11 000-9500 BP. Quant à la nouvelle date rattachée au niveau de 77 m, l'hypothèse d'un mouvement tectonique positif

qui aurait soulevé le matériel encaissant dans lequel les fossiles reposent, est suggérée par Chagnon et Locat (1992). Les Auteurs s'appuient sur une discontinuité dans le profil de la terrasse de 100-120 m. Aux Éboulements, une datation à partir de *Hiatella arctica* a donné un âge de $10\,640 \pm 130$ ans BP pour la terrasse de 135 m (GOVARE et GANGLOFF, 1986). Cette terrasse est-elle bien datée, compte tenu de l'âge obtenu pour le matériel glacio-marin à 138,8 m d'altitude (11 100 BP) ou, plutôt, ne représente-elle pas un niveau inférieur qui aurait été soulevé lors du rejeu le long d'une faille? L'étude des coupes va montrer que le niveau de 77 m est bien daté.

3.2.4 Les sables éoliens

La présence de ces sables au sommet de la séquence du rang Saint-Laurent est attribuable à une reprise d'érosion exercée par les vents dominants soufflant du nord-ouest et du sud-est sur le matériel deltaïque sous-jacent. L'épaisseur de l'unité est d'environ 150 cm. La dispersion granulométrique du matériel indique une dominante allant des sables moyens à fins semblable à celle des sables éoliens (fig.43). La figure 14 montre le profil général de la terrasse de 100-120 m avec ses principaux dépôts. Sous l'action répétée du vent, de petites dunes ont été édifiées à la surface de cette haute terrasse inclinée. Les plus anciennes sont colonisées par une végétation arborescente, principalement composée de pins (fig.16). La pinède qui caractérise ce milieu sableux, sec, très exposé aux vents, est constituée au niveau du versant inférieur d'une seule espèce soit *Pinus resinosa* (pin rouge). Relativement dénudé, le sommet de la terrasse est de son côté colonisé, en plus du pin rouge, par *Pinus banksiana* (pin gris).



Source: Modifié de Chagnon et Locat, 1992 p. 29



Fig. 15 Vue de la haute terrasse sableuse de 100-120 m et de son talus inférieur à partir de la basse terrasse centrale de la vallée du Gouffre. La terrasse s'incline vers le nord-ouest suivant l'axe de la vallée. Vue vers le nord. (26 juillet 1988)



Fig. 16 Sommet de la terrasse de 100-120 m surplombant le versant est de la vallée du Gouffre. Dans les sections dénudées, les sédiments meubles sont facilement pris en charge par les vents soufflant dans l'axe de la vallée. Remarquez le petit cordon dunaire à gauche sur la photo. Vue vers le sud-est. (18 août 1988)

La partie supérieure de la terrasse se caractérise par un surcreusement parallèle au versant de la vallée dans lequel s'est développée une tourbière. Ce surcreusement semble correspondre à un ancien chenal proglaciaire qui aurait été formé lors du retrait glaciaire (carte hors-texte). Par la suite, ce chenal a été remblayé par les sédiments deltaïques et les sables éoliens. La profondeur de cet ancien chenal d'eau de fonte est d'environ 3 m.

3.3 La séquence du ruisseau Verreault

Localisée dans le secteur ouest de la baie Saint-Paul le long de la falaise morte, en dépôt meuble, surplombant la terrasse Mitis (carte hors-texte), la séquence du ruisseau Verreault se termine à 34,7 m d'altitude. Les unités se répartissent dans deux coupes stratigraphiques distantes d'environ 125 m (coupes n^{os} 3 et 4, fig.7). Plus incliné, le versant ouest de la vallée de la rivière du Gouffre a permis une accumulation de matériel dont l'épaisseur atteint 26,6 m au niveau de la terrasse de 35-50 m.

La séquence complète montre sept unités distinctes dont deux tills qui, dans la coupe de référence, sont entrecoupés par une accumulation fluvio-glaciaire (fig.17). Le till supérieur est recouvert par un dépôt marin, peu épais, lié à une phase de stabilité relative de la mer de Goldthwait. Ce niveau fossilifère est surmonté par du matériel limoneux associé à une phase transgressive du niveau marin. L'ensemble de la séquence est recouvert de sables et graviers littoraux avec blocs d'origine glaciaire mis en place au moment où cet escarpement de faille (RONDOT, 1979) était encore soumis à l'influence des marées.

3.3.1 Le Till de Baie-Saint-Paul

Dans la coupe du ruisseau Verreault, le till local prend fin aux environs de la courbe de niveau de 20 m d'altitude. D'une puissance atteignant 11,6 m, ce till présente un faciès sableux de couleur beige composé de sable fin à très fin non stratifié, très compact, non fissile avec blocs épars (fig.23). Ces blocs sont sub-anguleux et certains peuvent atteindre un mètre de grand axe. La fraction grossière étant constituée en majorité d'éléments précambriens, la provenance du matériel peut donc être considérée d'origine locale. Aucune fabrique de till n'ayant été effectuée à l'intérieur du membre inférieur, il est impossible d'indiquer la direction du mouvement glaciaire lors de sa mise en place. Par contre, dans la coupe du Chemin de la Pointe, localisée au sud-sud-est de la coupe de référence, le till local apparaît à près de 30 m d'altitude. Ceci donne l'impression que le till de fond de la séquence du ruisseau Verreault a été mis en place dans des anfractuosités du

Ruisseau Verreault

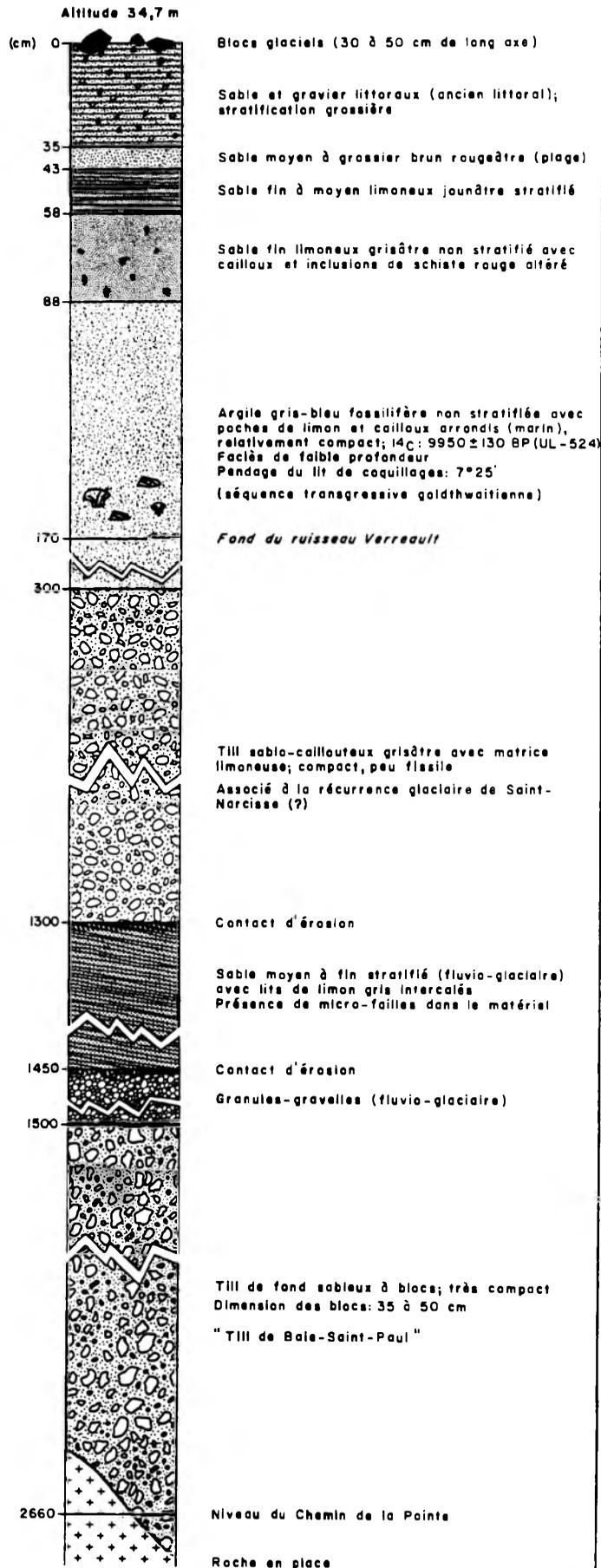


FIGURE 17. Coupe stratigraphique dans les dépôts meubles de la terrasse inclinée de 35-50 m du ruisseau Verreault.

substrat rocheux au droit de la vallée du Gouffre. De plus, le matériel glaciaire de cette unité réagit à l'acide chloridrique (HCl 10%) qui découle de la présence de cailloux calcaires.

Dans les deux coupes formant la séquence du ruisseau Verreault, le contact avec l'unité inférieure est très net, marqué par du matériel fluvio-glaciaire dans la coupe de référence (n° 3) et par un changement de structure et de la couleur du till supérieur dans la coupe du Chemin de la Pointe (n° 4).

La séquence du ruisseau Verreault est le seul endroit de la baie où il est possible d'observer un till basal, lequel pourrait être surnommé en terme de régionalisme, le "Till de Baie-Saint-Paul". Adossé au substrat rocheux, ce till de fond représente le dépôt glaciaire le plus ancien de la région. Visible à la base de deux des quatorze coupes étudiées, il pourrait d'après sa position être corrélé avec le Till de Gentilly retrouvé à d'autres endroits le long de la vallée du Saint-Laurent (KARROW, 1959; GADD, 1971; LASALLE *et al.*, 1977; OCCHIETTI, 1977; BRODEUR et ALLARD, 1985; LAMOTHE, 1987; LAVOIE, 1987). Dans la coupe de référence (n° 3), le till local est situé stratigraphiquement en dessous d'un horizon de granules-gravelles relié à un dépôt fluvio-glaciaire construit au pourtour de l'ancien bras de mer goldthwaitien tandis qu'à l'intérieur de la coupe n° 4, localisée au sud-sud-est sur la figure 7, il vient en contact avec le till supérieur (fig.18). Dans cette coupe, l'absence de contact d'érosion net entre les deux tills laisse supposer qu'ils appartiennent à la même unité stratigraphique et qu'ils ont, probablement, été déposés au cours de la même phase pendant la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse. Toutefois, les analyses granulométriques (fig.23) révèlent que le till basal (coupe n°4) contient 42,4% de gravier, 52% de sable et 5,4% de limon et argile tandis que les tills sablo-limoneux fossilifères ont des proportions variant de 19 à 21% (gravier), 69 à 72,5% (sable) et 6 à 12% (limon et argile). Des conditions locales liées, entre autres, à la topographie du site (terrasse de kame) peuvent expliquer ces positions différentes du till de fond ainsi que le nombre et l'épaisseur de chacune des unités à l'intérieur des coupes.

3.3.2 Les granules-gravelles fluvio-glaciaires

Dans la coupe du ruisseau Verreault, le till de fond est séparé du till supérieur par une unité fluvio-glaciaire (fig.17). Du point de vue stratigraphique, elle se situe au-dessus du till de fond. Deux sous-unités forment ce dépôt: a) à la base, un matériel grossier mis en place par des eaux de fonte proximales et b) au sommet, un sable moyen à fin limoneux stratifié. En bref, la présence de ce dépôt correspond à un interstade survenu suite à

Chemin de la Pointe

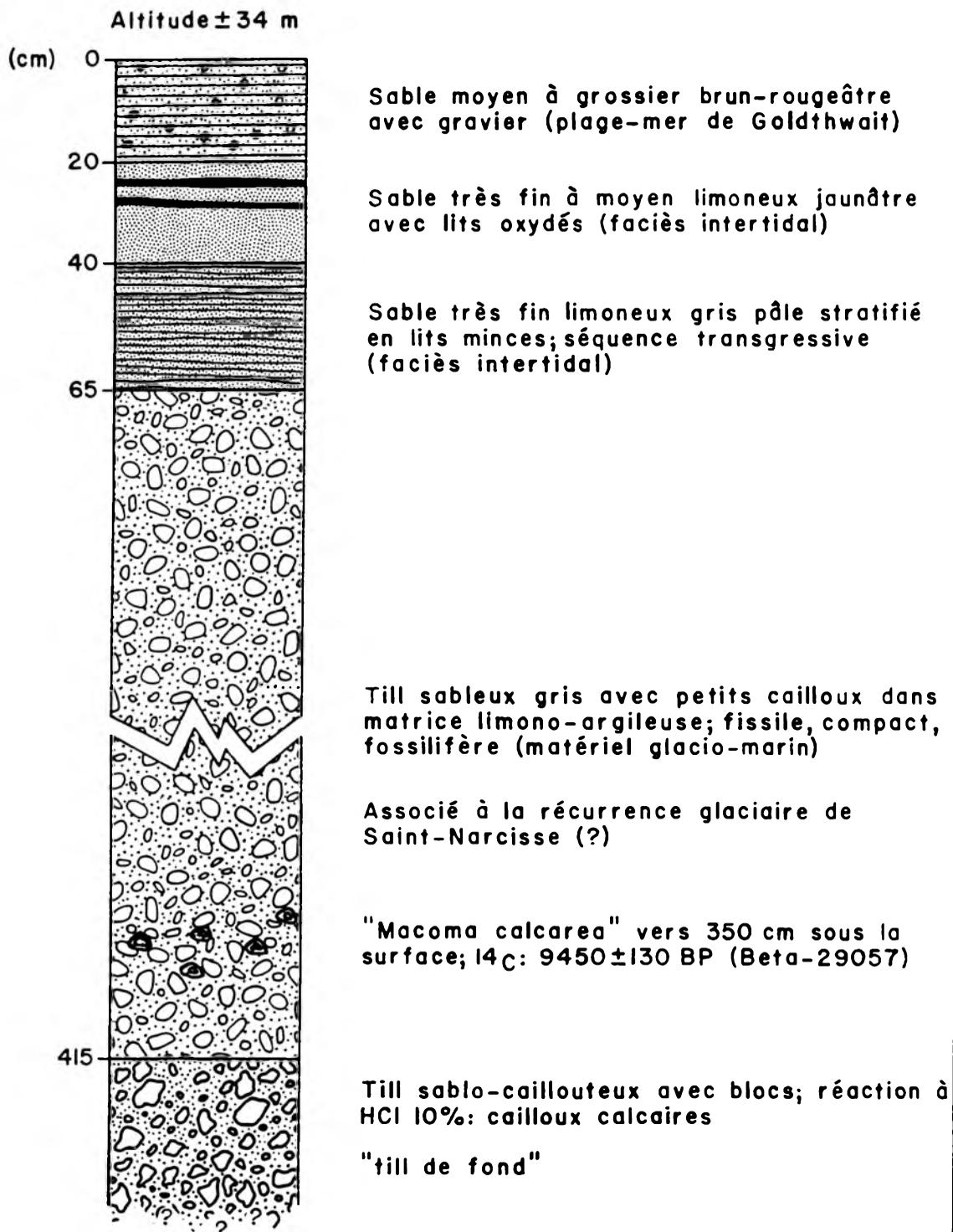


FIGURE 18. Coupe stratigraphique dans les dépôts meubles de la terrasse de 30m du Chemin de la Pointe.

l'événement glaciaire qui a contribué à la mise en place du till local. Constituée en grande partie de granules-gravelles, la base du dépôt repose à 20 m d'altitude. Cette particularité du matériel est souvent observée dans les accumulations fluvio-glaciaires. La surface du dépôt dont l'épaisseur maximale atteint 50 cm est horizontale et ne semble pas marquée par un contact d'érosion net avec le till local.

3.3.3 Les sables et limons fluvio-glaciaires

Au-dessus du matériel grossier, l'unité fluvio-glaciaire se poursuit avec un sable et limon. Le contact entre les deux sous-unités stratigraphiques est érosionnel (fig.19). L'accumulation sablo-limoneuse débute à 14,5 m sous la surface de la terrasse de 35-50 m et l'épaisseur des sédiments est de 1,5 m. Le dépôt consiste en un sable moyen à fin stratifié avec lits de limon gris pâle intercallés. La figure 47 révèle une distribution des particules semblable à celle des sables deltaïques. Le sédiment contient 93% de sable, 4,1% de limon et argile et un faible pourcentage de gravier.

La stratification horizontale à subhorizontale à la base est caractérisée par des couches frontales obliques, résultant de la glacitectonique, qui indique un transport de direction sud-ouest vers le nord-est (fig.20). Incorporé à la base des sables limoneux, au contact avec les graviers, il est possible d'observer un petit bloc erratique (fig.19). Ce bloc ne peut avoir été transporté que par un glaçon. En admettant cette hypothèse, l'embouchure de la vallée du Gouffre devait donc, au début de la mise en place des sables fluvio-glaciaires, se trouver au milieu d'une période glacielle. Des micro-failles ont aussi été décelées dans le matériel résultant du poids exercé par le till de l'unité n° 4 lors de sa mise en place. Leur présence signifie, par conséquent, que la position du front glaciaire devait se trouver à proximité du site de la coupe. Cette hypothèse s'appuie également sur le fait que les sédiments présentent une inflexion à la partie terminale du dépôt (fig.20).

La présence de chenaux proglaciaires derrière la terrasse de 35-52 m, au niveau de la terrasse de 100 m (carte hors-texte), montre l'emplacement approximatif du front glaciaire à cette époque. Dès lors, il est possible de supposer que les hauts plateaux avoisinants la baie Saint-Paul étaient encore couverts de glace lors de la mise en place de ces sédiments fluvio-glaciaires, il y a environ 11 100 ans BP. La récurrence glaciaire de Saint-Narcisse qui suivit, peu de temps après, cette accumulation fluvio-glaciaire vient renforcer l'idée d'une masse de glace stagnante sur les hauteurs du Bouclier. La position stratigraphique que ces sables fluvio-glaciaires occupent entre deux tills, visibles dans la séquence du ruisseau Verreault, ajoute à l'idée d'une réavancée locale de l'inlandsis.

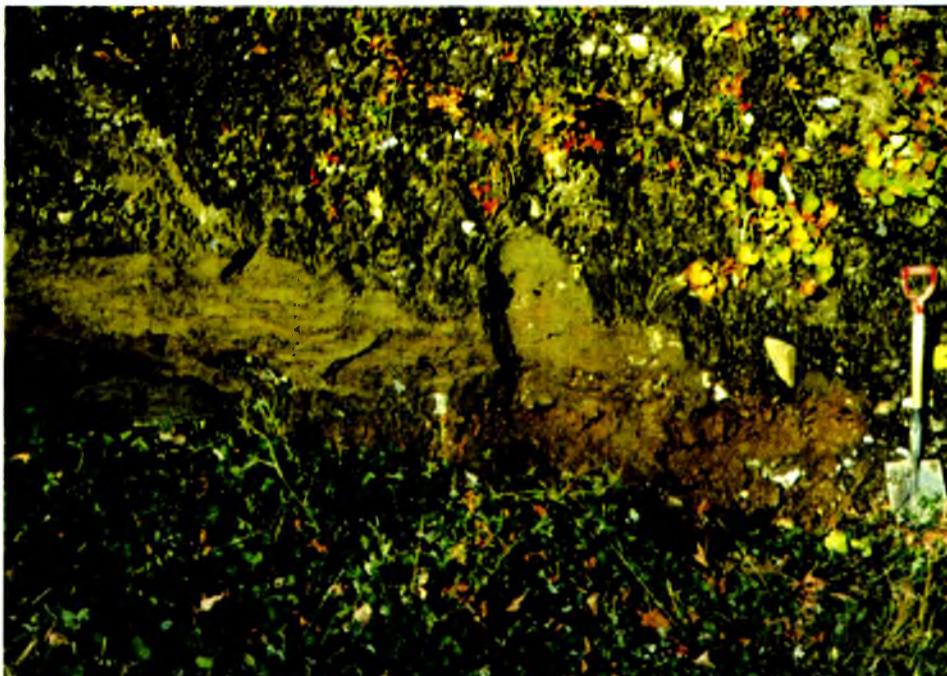


Fig. 19 Contact d'érosion au niveau des sédiments fluvio-glaciaires des unités 2 et 3 recouvrant le Till local de Baie-Saint-Paul dans la coupe du ruisseau Verreault. Au centre-gauche de la photo, un bloc erratique situé à la base de la séquence sablo-limoneuse indique la présence des eaux marines à l'époque de leur mise en place. (2 septembre 1988)



Fig. 20 Vue rapprochée des sables et limons fluvio-glaciaires à stratification horizontale de l'unité 3 dans la coupe du ruisseau Verreault. Observez les couches frontales tangentes indiquant un transport vers le nord-est. (2 septembre 1988)

3.3.4 Le matériel glacio-marin du Chemin de la Pointe

La coupe du Chemin de la Pointe, localisée à 125 m au sud-sud-est de la coupe du ruisseau Verreault (fig.7), présente un dépôt glaciaire ayant deux faciès. D'une puissance de 3,5 m, le faciès supérieur est de couleur gris foncé, compact, fissile, massif et à matrice limono-argileuse (fig.21). La fissilité de ce till laisse deviner une mise en place au contact glace-eau. Un forage effectué dans ce dépôt afin d'en déterminer la granulométrie a permis de découvrir un lit fossilifère qui confirme son origine glacio-marine. Les valves prélevées dans le dépôt sont situées à près de quatre mètres sous la surface de la coupe, au-dessus du contact avec le till de fond (fig.18). Une seule espèce y est représentée; il s'agit d'un Pélécy-pode. La dispersion des valves dans le matériel, évoque un milieu glacio-marin de moyenne profondeur. Une datation au radiocarbone sur des valves entières de Macoma calcarea (Gmelin) a donné un âge de 9450 ± 130 ans BP (Beta-29057). Cette période correspond avec la fin du Goldthwaitien II de Dionne (1977), phase marquée par la régression marine et une diminution du taux de relèvement isostatique. Toutefois, selon Govare et Gangloff (1986), la période s'étendant de 9500 à 8500 BP dans le Charlevoix aurait été marquée par un taux de relèvement de 5 m/siècle, ce qui est plus élevé que durant la période précédente. L'âge obtenu peut être corrélé avec la datation ^{14}C de Brodeur (1982) pour l'île aux Coudres: 9470 ± 180 BP (QU-919) qui représente l'âge maximum pour la mise en place des dépôts littoraux à l'île. Cependant, compte tenu de l'altitude (85 m) et du dépôt (plage) dans lequel les fossiles fragmentés ont été trouvés à l'île, ces dates marquent en fait la situation complexe qui prévalait, à cette époque, dans ce secteur du moyen estuaire. L'environnement physique de la baie Saint-Paul, plus favorable au maintien d'un lobe de glace résiduel que dans un contexte insulaire comme celui de l'île aux Coudres, joint au relèvement isostatique qui a pu être plus rapide à l'île, permettent néanmoins de corréler deux événements différents s'étant produits de façon synchrones dans l'estuaire.

Considérant que l'inclinaison du versant ouest de la vallée du Gouffre est plus faible, la date ^{14}C obtenue laisse supposer qu'une masse de glace résiduelle aurait persistée le long de ce versant pendant le retrait marin. Toutefois, la durée de cet épisode n'a pu être déterminée avec certitude. Mais, connaissant avec relativement de précision la fin de l'événement Saint-Narcisse qui se situe aux environs de 10 800 ans BP, ce culot de glace enfouie serait resté durant au moins 1220 ans dans l'embouchure de la vallée. Toutefois, cette hypothèse est peu probable compte tenu du fait que les glaciers avaient totalement disparus des hauts plateaux avoisinants environ 300 ans seulement après la brève



Fig. 21 Aperçu du matériel glacio-marin gris fossilifère associé à la récurrence glaciaire de Saint-Narcisse formant le faciès supérieur dans la coupe du Chemin de la Pointe. Le lit de coquillages apparaît au niveau du sac à dos situé en bordure du chemin. (24 septembre 1987)



Fig. 22 Unité 4 de la coupe du ruisseau Verreault montrant le till supérieur associé à la réavancée de Saint-Narcisse. Les mesures de cailloux ont été effectuées près du sommet de la terrasse de 35-50 m. Vue vers le nord. (1er octobre 1988)

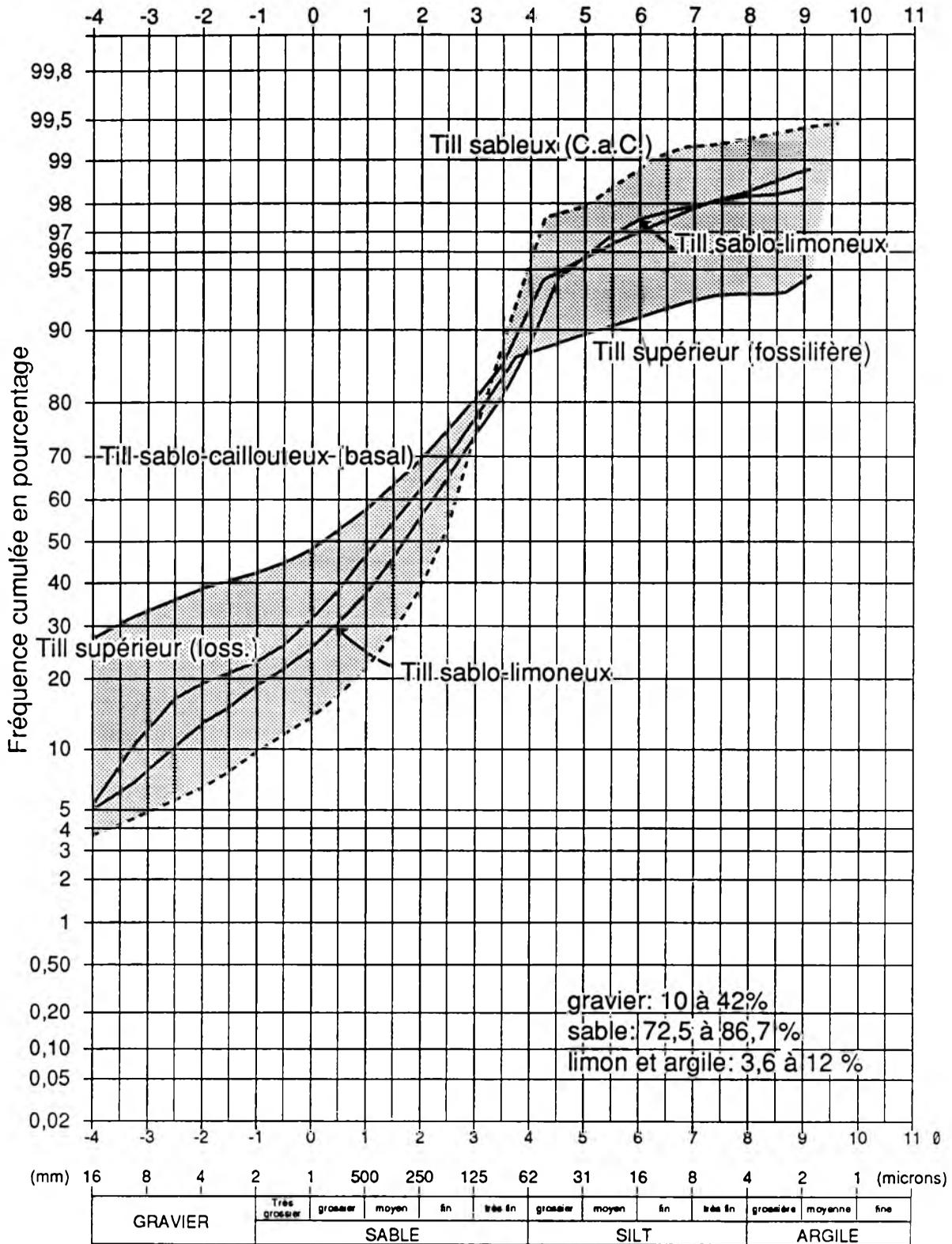
réurrence glaciaire (CAILLEUX et DIONNE, 1972; LASALLE *et al.*, 1972; LASALLE et ELSON, 1975).

3.3.5 Le till supérieur de la coupe du ruisseau Verreault

Dans la coupe du ruisseau Verreault, le till supérieur associé à la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse débute à 13 m sous la surface de la terrasse de 35-50 m. À ce site, le matériel glaciaire atteint 10 m d'épaisseur. Il s'agit d'un till sablo-caillouteux gris, compact, à matrice limono-argileuse (fig.22). Le granoclassement y est normal (fig.23). Cependant, le pourcentage des particules fines (limon-argile) est relativement élevé soit 12%. Cette caractéristique est attribuable au fait qu'il devait se situer au contact des eaux marines goldthwaitiennes au moment de sa mise en place. Cependant, aucun fossiles n'a été trouvés dans cette unité. Ceci résulte d'une position subaérienne en milieu agité. Au niveau du faciès, la seule différence qu'on retrouve avec celui décrit dans la coupe du Chemin de la Pointe est son faible degré de fissilité. Par conséquent, sa partie distale ne devait pas être noyée. Un comptage lithologique appliquée sur 100 cailloux indique que le dépôt est constitué dans une proportion d'environ 37% de magmatites (gneiss granitique et granito-gneiss), 32% de gneiss, 7% d'anorthosites, 7% de calcaires, 4% de granites et 2% de quartzites. 11% des cailloux n'ont pu être identifiés. Parmi les calcaires échantillonnés, six étaient striés et un fortement altéré. L'analyse morphométrique révèle que les cailloux sont sub-anguleux à sub-arrondis (72% des cas). Dans les deux coupes (coupes n° 3 et 4, fig.7) formant la séquence du ruisseau Verreault, la composition et la structure du till supérieur indiquent qu'il a été mis en place à la base de la glace lors d'un écoulement glaciaire provenant du nord-nord-est venant ainsi en accord avec la carte de Rondot (1974). Les diagrammes d'orientation et d'inclinaison des cailloux (ANDREWS, 1971; MARK, 1973, 1974) effectués à partir de mesures sur 100 échantillons montrent, en effet, une orientation préférentielle de ceux-ci suivant une direction allant de NNE-SSO à NE-SO (fig.24a). Les mesures ont été appliquées sur des cailloux variant de 3 cm à 8,8 cm de grand axe (médiane: 5,22 cm). La dispersion des azimuts du vecteur principal est faible. Les valeurs de plongée varient beaucoup, soit entre 5° et 31°. Enfin, l'abaque de Schmidt montre un regroupement des données surtout autour de l'axe majeur (fig.24b).

Même s'il a été impossible de trouver du matériel datable dans cette unité, la position que ce dépôt, associé à la réavancée de Saint-Narcisse, occupe à l'intérieur de la séquence du ruisseau Verreault, au-dessus du till local de Baie-Saint-Paul, permet de le corréler avec le till de la séquence de Cap-aux-Corbeaux situé à 138,8 m d'altitude. Dès lors, on peut supposer un front glaciaire ayant recoupé ces deux sites à cette époque.

Figure 23: Enveloppe granulométrique dans les sédiments glacio-marins des séquences de Cap-aux-Corbeaux et du ruisseau Verreault.



ÉCHELLE DE WENTWORTH MODIFIÉE

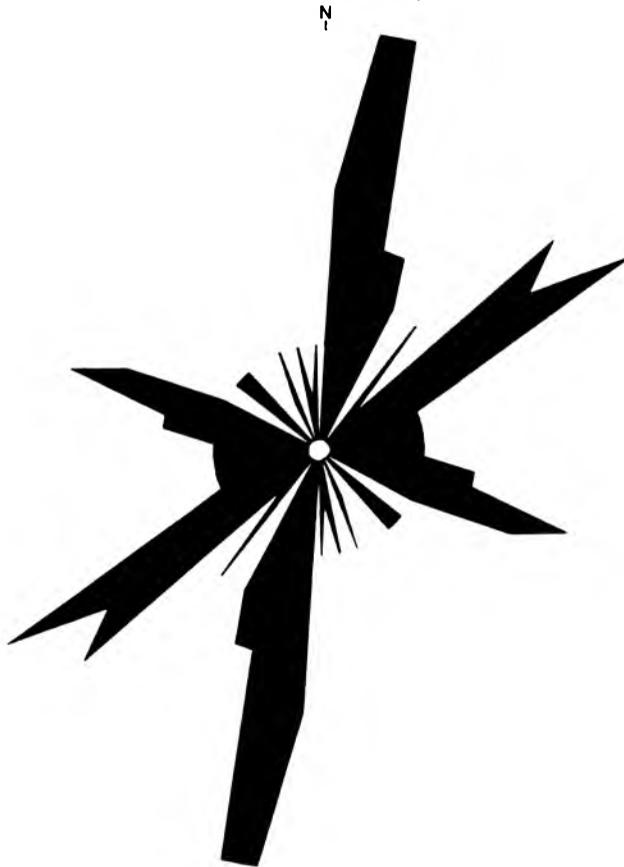


FIGURE 24a. Diagramme d'orientation des cailloux dans le till supérieur associé à la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse de la coupe du ruisseau Verreault.

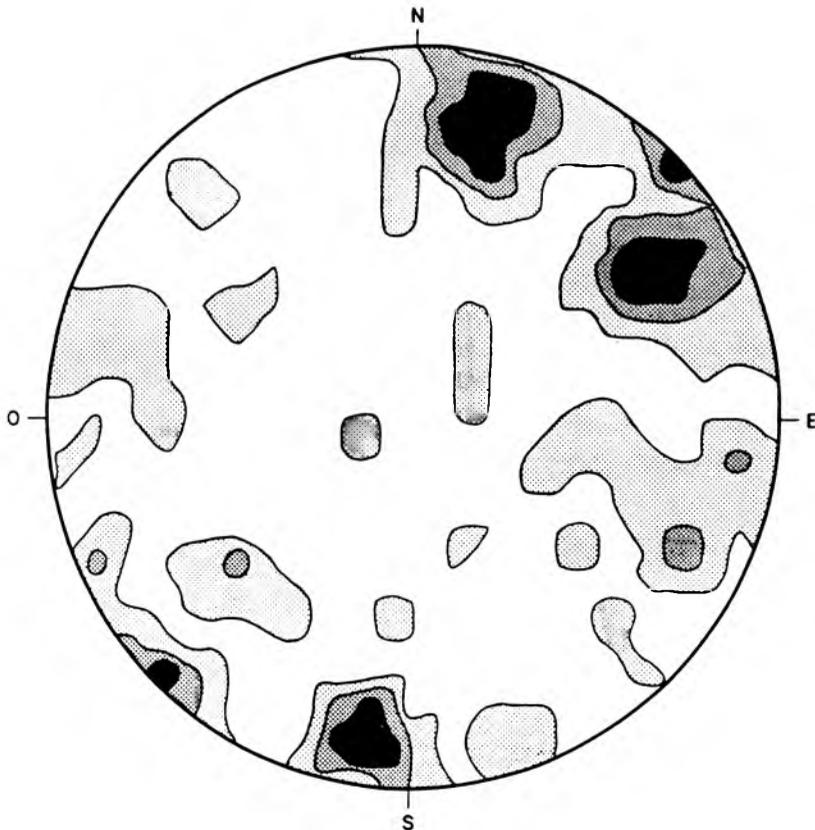


FIGURE 24b. Canevas équiaire de Schmidt avec projection dans l'hémisphère sud de n=100 cailloux d'une fabrique de till dans la terrasse de 35-50 m. ruisseau Verreault. Contours des densités 1-3-5-7%.

3.3.6 Les sédiments marins

Le dépôt glaciaire lié à la réavancée de Saint-Narcisse est surmonté d'un dépôt d'origine marine d'âge goldthwaitien dont l'épaisseur est d'environ 2,12 m (fig.17). Il s'agit d'une argile gris-bleu, fossilifère, compacte, peu fissile, massive, non stratifiée laquelle inclue aussi des poches de limon et petits cailloux arrondis (fig.25). Cette unité est particulièrement riche en fossiles, répartis à travers toute l'unité avec concentration entre 140 cm et 160 cm de profondeur (fig.26). Le lit de coquillages s'incline vers le centre de la baie suivant un pendage de 7°25'. Le bon état de conservation des valves prélevées a permis l'identification de plusieurs espèces de Pélécy-podes dont Mytilus edulis (Linné) et Macoma balthica (Linné), ces deux espèces étant dominantes. Le dépôt contient aussi des valves de Mya arenaria (Linné), Hiatella arctica (Linné), Macoma calcarea (Gmelin) et de Nuculana pernula (Müller). Deux espèces de la famille des Gastropodes ont été identifiées; il s'agit de Lepeta caeca (Müller) plutôt rare et Buccinum tenue (Gray) dont un seul spécimen a été retrouvé près de la surface du dépôt. Enfin, une autre espèce: Balanus crenatus (Bruguière) de la famille des Cirripèdes (WAGNER, 1968, 1970; MORRIS, 1978) a aussi été observée bien que peu abondante. Une datation sur les organismes fossiles échantillonnés a donné un âge radiocarbone de 9950 ± 130 BP (UL-524) pour le niveau de 33,7 m d'altitude. Ce faciès correspond à un milieu de faible profondeur. Un âge similaire a été obtenu par Govare (comm. pers.) dans le même dépôt suivant la méthode employée pour les analyses diatomifères. L'âge obtenu sur ces mollusques qui devaient, probablement, proliférer dans le même biotope, peut être considéré comme fiable pour cet ancien rivage de la mer de Goldthwait puisque la thanatocénose indique un faible déplacement du dépôt. Ceci est basé sur le faible taux de fossiles brisés et la présence du périostracum sur plusieurs valves dont celles de Mytilus edulis et Macoma balthica.

Bien qu'ils proviennent de la même séquence stratigraphique, les fossiles datés dans le dépôt marin de la coupe du ruisseau Verreault se localisent à une altitude plus élevée que les mollusques trouvés dans le matériel glacio-marin de la coupe du Chemin de la Pointe, soit à 33,2 m environ. Le problème d'interprétation qui surgit, ici, provient du fait que le dépôt marin est plus ancien que le dépôt sous-jacent. Dans un contexte morpho-sédimentologique comme celui de la basse vallée de la rivière du Gouffre où le versant ouest de la baie est moins incliné, la possibilité qu'une masse de glace résiduelle ait persisté de ce côté de la vallée n'est pas à exclure. La glace adossée au versant droit de la vallée a pu être recouverte, lors du retrait, par une couverture morainique empêchant ainsi les eaux de la mer de Goldthwait qui envahissaient la région, à cette époque, d'entrer en contact

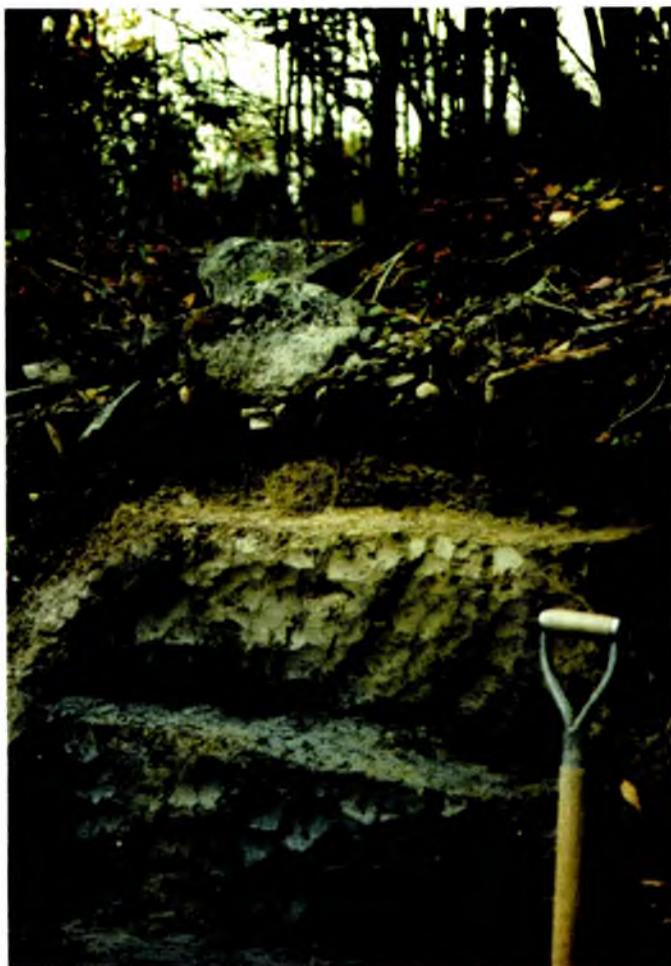


Fig. 25 Vue générale des dépôts au sommet de la séquence du ruisseau Verreault montrant les argiles gris-bleues, compactes, les sables et limons intertidaux et le matériel de plage lié à l'ancien rivage de la mer de Goldthwait. Remarquez la présence de blocs glaciels à la surface de la terrasse. (24 septembre 1987)

avec le matériel glaciaire, accolé au talus, mis en place lors de la réavancée de Saint-Narcisse. Par la suite, le lessivage du matériel à sa surface aurait permis son soulèvement et aux eaux froides goldthwaitiennes d'entrer en contact avec le till. Une faune constituée uniquement par Macoma calcarea a pu alors s'établir. Cette hypothèse est-elle suffisante pour expliquer l'écart de 500 ans entre la mise en place de ces deux formations? Si l'on accepte cet âge ^{14}C de 9950 pour le dépôt marin, la possibilité qu'un tel événement se soit produit à l'intérieur de la baie Saint-Paul n'est pas à exclure.

3.3.7 Les sables et limons intertidaux

La sixième unité composant la séquence du ruisseau Verreault est formée de sables très fins à moyens limoneux gris, stratifiés. Ce matériel, relativement compact, correspond à une séquence transgressive de la mer de Goldthwait. Dans les deux coupes, soit celles du ruisseau Verreault et du Chemin de la Pointe, l'unité mesure 45 cm d'épaisseur. Cependant, des différences peuvent être constatées au niveau du faciès inférieur. Ainsi, les 30 cm situés à la base de l'unité dans la coupe de référence ne présentent pas de stratification apparente. De plus, ce faciès comprend des petits cailloux dont certains sont altérés. Ces indices laissent deviner un milieu plus agité. Par contre, dans la coupe du Chemin de la Pointe, les 25 cm reposant au-dessus du till associé à la récurrence de Saint-Narcisse présentent une stratification en lits minces, caractéristique d'une sédimentation en milieu estuarien de faible énergie.

Si l'on admet l'existence au fond de la baie Saint-Paul d'une plate-forme ou d'un culot de glace résiduel recouvert de matériel morainique qui aurait été séparé de la masse glaciaire en retrait (hypothèse basée sur le till fissile de la coupe n° 4), il est alors possible de visualiser qu'en entrant dans le fjord, lors du flot, les eaux devaient être réfractées vers l'amont au site de la coupe du ruisseau Verreault.

3.3.8 Le matériel de plage soulevée

La septième unité, au sommet de la séquence, comprend deux sous-unités qui ne sont visibles qu'à l'intérieur de la coupe du ruisseau Verreault. La première montre, à la base, une couche de 8 cm de sable moyen à grossier, brun rougeâtre, sans stratification apparente et la seconde, en surface, une couche de 35 cm d'épaisseur, composée de sable et gravier littoraux à stratification grossière, correspondant à un haut de plage de la mer de Goldthwait (fig.27). Incorporés dans ce matériel de plage soulevée, on retrouve plusieurs blocs glaciels de 30 cm à 50 cm de grand axe.

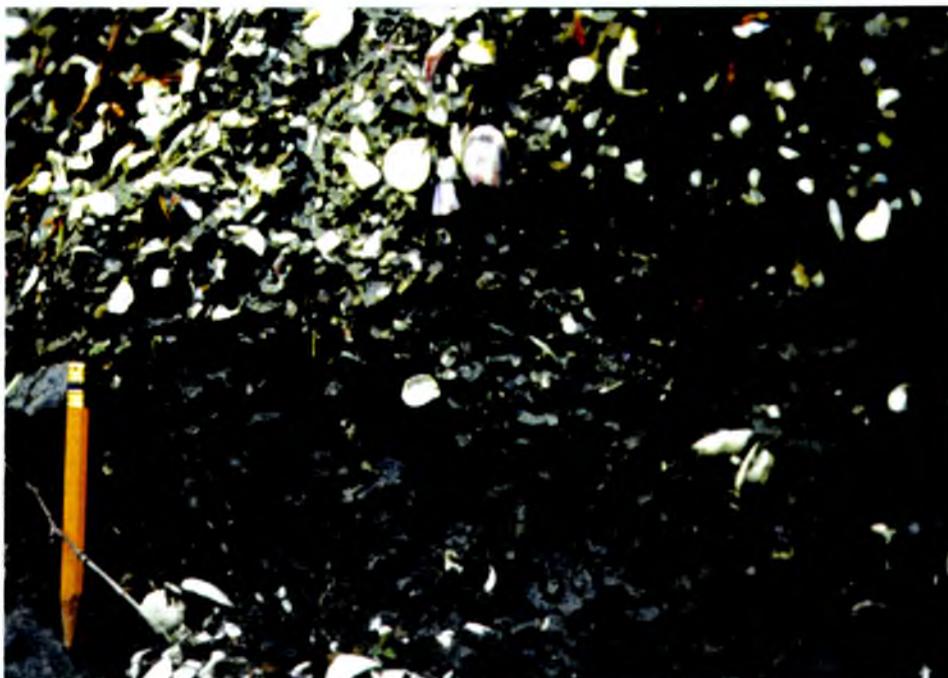


Fig. 26 Vue rapprochée de l'unité fossilifère reposant en conformité au-dessus du till glaciaire associé à la récurrence de Saint-Narcisse, coupe du ruisseau Verreault. La photo permet de voir la richesse de la faune marine qui vivait sur le versant ouest de la baie à cette époque. (24 septembre 1987)



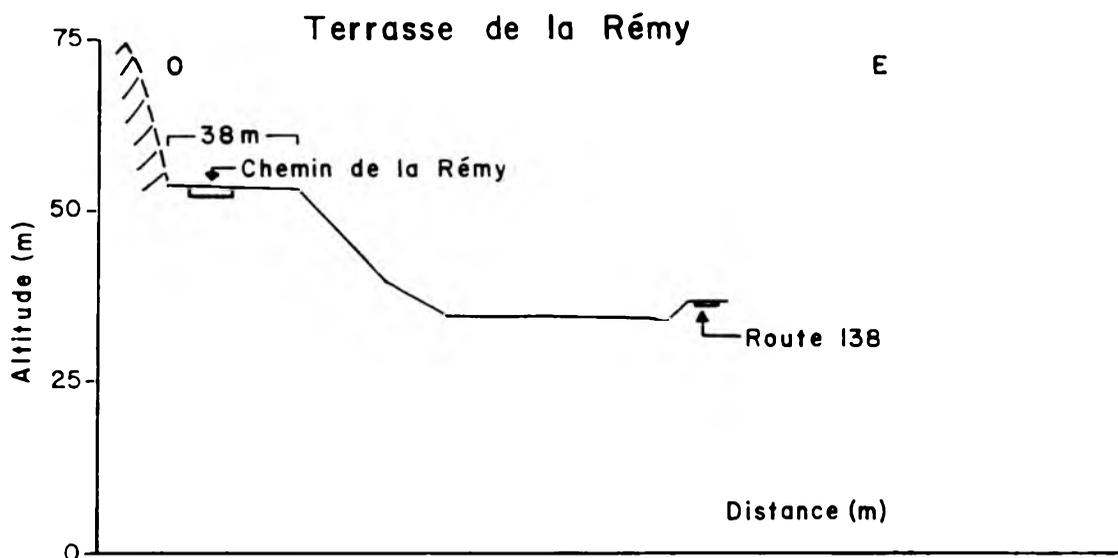
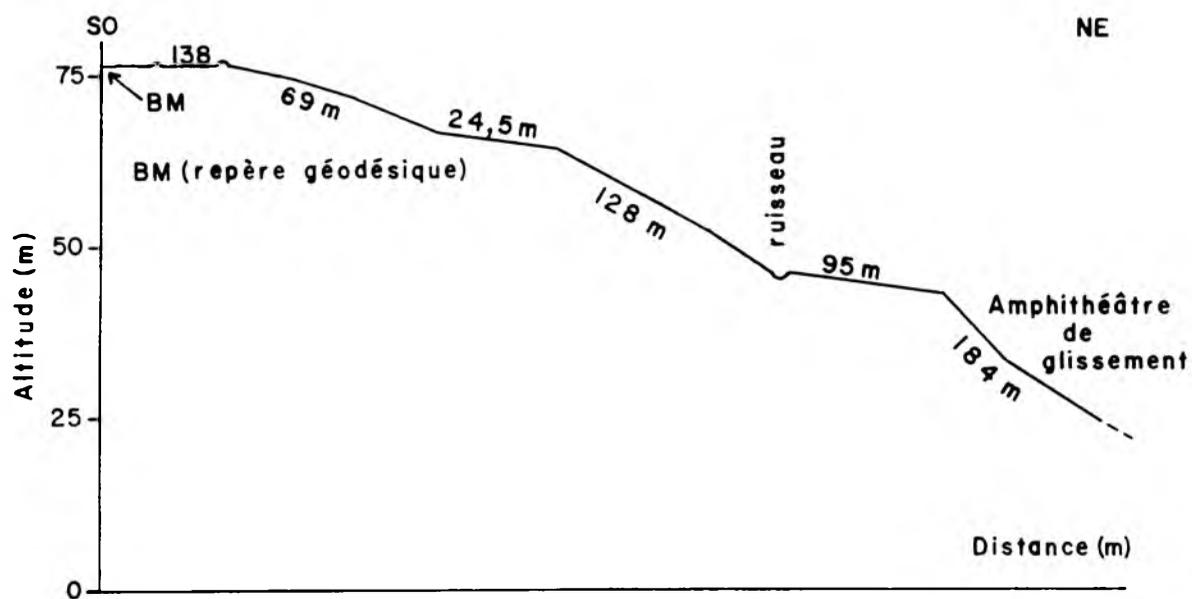
Fig. 27 Détail des dépôts formant les unités 6 et 7 localisées au sommet de la coupe du ruisseau Verreault. Les limons reliés à la transgression marine au bas de la séquence sont recouverts par des sédiments de plage avec blocs glaciels marquant un ancien rivage de la mer de Goldthwait. (14 octobre 1987)

Dans la coupe du Chemin de la Pointe située à l'aval, seule l'unité de surface est visible. Le matériel de recouvrement, d'une épaisseur de 20 cm, est identique à celui de la coupe de référence. Une corrélation à ce niveau peut ainsi être établie entre les coupes.

La terrasse inférieure de 35-50 m, d'une largeur de 130-135 m, est adossée au versant ouest de la vallée du Gouffre et présente un profil similaire à la terrasse étudiée le long de la paroi est du graben. Elle s'incline vers le centre de la vallée selon un angle de $6^{\circ}5'$ qui s'apparente au lit coquillier échantillonné dans l'unité marine tandis que son pendage s'effectue NO-SE, en direction de l'estuaire. Deux autres profils topométriques dressés, l'un recoupant la route 138 à la hauteur de l'amphithéâtre de glissement ayant affecté la terrasse transversale de 20-35 m, l'autre recoupant la Terrasse de la Rémy à environ 1,6 km, en amont de la zone étudiée, ont permis de vérifier le pendage apparent de la terrasse latérale de 35-50 m et de délimiter les autres niveaux de terrasses existant le long de la paroi ouest de la vallée inférieure (fig.28). Des niveaux supérieurs ont ainsi été fixés entre 43-46m, 64-67m, 76,5 m et 92 m d'altitude. La terrasse de 35-50 m, inclinée à l'aval près de l'embouchure de la baie, est horizontale à la hauteur de la terrasse de la Rémy, variant entre 53-53,8 m d'altitude, mais sa largeur, dans ce secteur de la vallée, n'est plus que de 38 m.

FIGURE 28

PROFILS TRANSVERSAUX RECOUPANT LE VERSANT OUEST
DE LA BASSE VALLÉE DU GOUFFRE EN AMONT DE LA COUPE
DU RUISSEAU VERREAULT



3.4 La séquence de Baie-Saint-Paul

Le quatrième secteur de la basse vallée du Gouffre comprend la terrasse de 20 m d'altitude se terminant au village ainsi que le replat Mitis situé en contrebas, en direction de l'estuaire. La séquence est formée de huit coupes stratigraphiques qui se répartissent à la grandeur de la zone habitée (coupes n° 5a, 5b, 6, 7, 8, 9, 10 et 11, fig.7). Les sédiments holocènes recoupés constituant cette séquence sont décrits suivant la chronologie de leur mise en place. Ainsi, près du village, la lithostratigraphie de la terrasse de 20 m montre des sables et limons stratifiés associés à la transgression marine goldthwaitienne qui sont recouverts, au sommet, par du matériel de plage stratifié associé au rivage récent de la baie Saint-Paul (fig.29). La séquence normale des dépôts est interrompue par une discordance qui apparaît sous les sédiments récents de la basse terrasse de 8-10 m. En effet, le substrat de la terrasse est constitué d'argiles bouleversées de la mer de Goldthwait. L'argile marine est surmontée par les sables et limons argileux holocènes qui forment le recouvrement des terrasses de 8-10 m et de 4-6 m d'altitude. Ce dépôt d'âge holocène (récent), qui constitue le plancher de la vallée, est surmonté à son tour par un dépôt de plage stratifié qui apparaît au bas du talus soit vers 12 m d'altitude. Cette plage constituait, à l'époque, le rivage subactuel de la baie Saint-Paul. La séquence se poursuit avec le rebord inférieur de la terrasse Mitis, lequel laisse voir des sédiments alluvionnaires recouverts d'un dépôt de plage actuel. Enfin, le sommet de la séquence est caractérisée par un mince placage de sable éolien.

3.4.1 Le matériel de plage soulevée

Localisés au sommet de la terrasse de 20-35 m qui recoupe transversalement la vallée du Gouffre suivant une orientation NE-SO, les dépôts de l'ancien littoral forment une série de plages. D'une épaisseur de 125 cm, l'unité est composée de granules-gravelles en alternance avec des sables moyens à grossiers, lesquels sont recouverts d'une mince couche de matériel organique (fig.30). La séquence prend fin à 21,3 m d'altitude (coupe n° 5a, fig.7). La présence de magnétite dans les sables donne une stratification au dépôt (fig.30). Les stratifications obliques vers le nord-est indiquent que les sédiments ont été mis en place par un paléo-écoulement en direction de la rivière du Gouffre. Toutefois, le pendage du matériel de plage est faible vers l'estuaire.

L'alternance de la granulométrie dans le matériel de plage semble découler de modifications dans le régime hydrique de cet ancien cours d'eau (rivière du Gouffre Nord-Ouest ?) ou encore de vagues de tempêtes coupées de temps plus calmes au cours de

TERRASSE DE 20 MÈTRES

(partie sommitale, près du village de Baie-Saint-Paul)

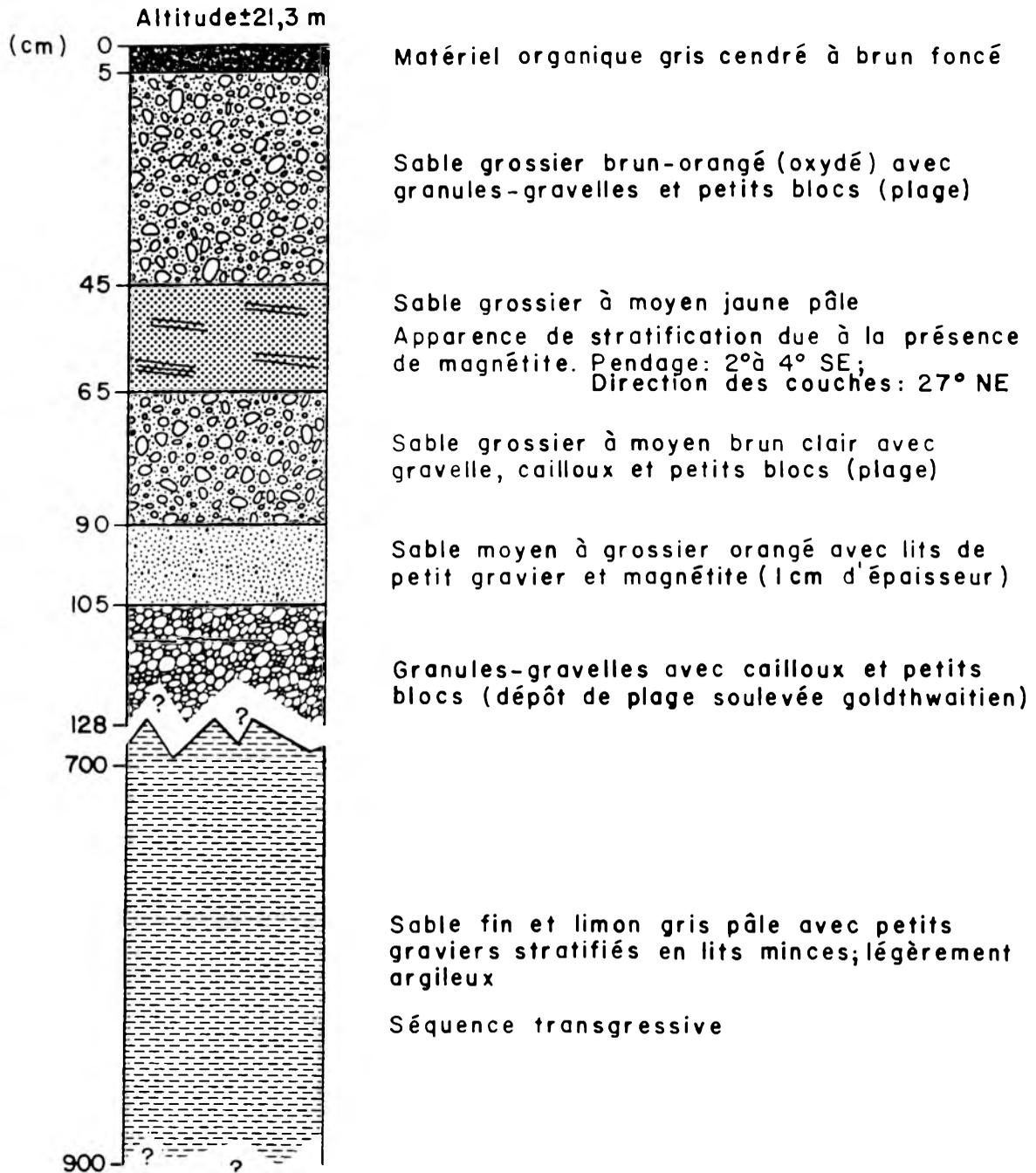


FIGURE 29. Stratigraphie de la partie sommitale de la terrasse de 20 m au nord de la route 362.

l'abaissement du niveau marin, à l'époque où celles-ci attaquaient encore le talus formant le fond de la baie.

3.4.2 Les sables et limons de transgression

Localisés sous le matériel de plage formant la terrasse de 20 m, les sables fins et les limons argileux, gris clair, liés à la transgression de la mer de Goldthwait, sont visibles entre 14 m et 12 m d'altitude (fig.29). Une excavation dans le talus causé par un petit glissement a permis l'examen de ce dépôt (coupe 5b, fig.7). À cet endroit, le talus non masqué par la végétation et les sédiments affaissés provenant de la surface permet, grâce à la présence de petits graviers intercalés, de voir la stratification dans le matériel (fig.31).

Bien que l'argile de la mer de Goldthwait devrait normalement apparaître à la base de la séquence de Baie-Saint-Paul, il a été impossible de l'observer à même le talus de 20-25 m. Toutefois, la coupe n° 7 construite au niveau de la terrasse de 8-10 m permet d'observer l'argile marine. La séquence transgressive a ensuite été suivie d'une période de stabilité relative du niveau marin durant laquelle un épais dépôt de plage fut mis en place.

3.4.3 Les argiles bouleversées

Durant l'épisode post-glaciaire, l'invasion de la vallée de la rivière du Gouffre par la mer de Goldthwait favorisa la mise en place d'une épaisse couche de sédiments fins argileux. Un forage effectué sur la basse terrasse a révélé une épaisseur de plus de 100 m d'argile (LAJOIE, 1981). La liquéfaction de ces argiles sensibles a occasionné de nombreux glissements tout le long du corridor structural (CHAGNON, 1969; LAJOIE, 1981; FILION *et al.*, 1991). La vallée est donc remblayée en presque totalité par des matériaux provenant de niveaux supérieurs. L'étude des glissements le long du Saint-Laurent et à l'intérieur de la vallée du Saguenay a fait l'objet de nombreuses autres recherches (CHALMERS, 1901; GADD, 1957; CHAGNON, 1968; LASALLE et CHAGNON, 1968; TREMBLAY, 1971; DIONNE, 1972a et b; KARROW, 1972; LAJOIE, 1974). Des études récentes ont mis en évidence l'influence des tremblements de terre comme l'une des causes responsables des glissements (CHAGNON et LOCAT, 1988; QUILLIAM et ALLARD, 1989). La position stratigraphique que les argiles basculées occupent, en contrebas de la terrasse de 20-25 m, sous les sables marins formant le recouvrement de la basse terrasse de 8-10 m, constitue une discontinuité apparente dans la séquence normale de Baie-Saint-Paul puisqu'elles ne sont pas en place. En effet, ces argiles résultent d'un glissement majeur. La photointerprétation ainsi que les travaux de



Fig. 30 Vue détaillée du matériel de plage holocène, stratifié, visible au sommet de la terrasse de 20-35 m recoupant le village de Baie-Saint-Paul. Notez l'alternance des lits de galets et de sable indiquant les variations survenues dans les conditions hydrodynamiques au cours l'abaissement du niveau marin ou du régime hydrique de la rivière du Gouffre. (29 octobre 1988)

terrain ont permis de circonscrire les limites de ce glissement de terrain, le plus grand que semble avoir connu la basse vallée du Gouffre (carte hors-texte). Les argiles stratifiées horizontales *in situ*, préexistantes à cet événement, ont alors été évacuées vers des zones plus basses sous la poussée du matériel liquéfié.

L'amphithéâtre du glissement apparaît au niveau de la terrasse transversale, le long de la paroi ouest de la vallée. Camouflés par la végétation, les versants de la niche sont empreints de loupes de glissements plus récentes (fig.32). Le nivellement topométrique effectué en amont de la séquence du ruisseau Verreault permet de définir l'altitude du décrochement, le long de la paroi du graben (fig.2 et 28), aux environs de la courbe de niveau de 43 m. Selon Gadd (1957): "Les coulées se produisent fréquemment dans les argiles des terrasses élevées, plus anciennes". La fin du profil indique que le fond de la coulée, près de son centre, repose à 24,4 m d'altitude. Toutefois, un point coté situé à la sortie de l'amphithéâtre, à l'ouest du Chemin du Relais, donne 17 m d'élévation par rapport au niveau moyen de la mer. Les dimensions de l'amphithéâtre sont considérables: Longueur (L): 576 m et Largeur moyenne (l): 328 m pour une superficie d'environ 188 928 m². Le volume de matériel déplacé lors de ce glissement de terrain a été obtenu en multipliant ces valeurs entre elles par la Profondeur moyenne (p): 21 m: 576 m x 328 m x 21 m = 3 967 488 m³. La superficie de la basse terrasse de 4-10 m affectée par ce glissement dépasse 0,73 km². Les directions empruntées par les nappes frontales lors du fluage sont indiquées sur la carte hors-texte. Une autre loupe liée à un glissement moins important est accolée à la paroi est de l'amphithéâtre principal. Ce phénomène avait déjà été signalé par Varnes (1958) dans les tills. De dimension plus réduite, il a une longueur de 211 m et une largeur moyenne de 95 m. De faible profondeur, ce mouvement de masse a dû survenir peu de temps après l'événement initial. La superficie de cet amphithéâtre secondaire est seulement de 20 045 m².

L'examen des fossés de drainage de la région a permis de découvrir au fond de l'un d'eux, localisé sur la basse terrasse, des argiles basculées. Les mesures de nivellement effectuées indiquent que les argiles sont visibles entre 7,1 m et 7,8 m d'altitude (coupe n° 7, fig.7). Orientées dans diverses directions, les strates indiquent que le glissement majeur s'est produit en milieu subaquatique (fig.33). Plusieurs causes peuvent être responsables des glissements dont, entre autres, l'abaissement des nappes d'eau (CHAGNON, 1968). Dans ces conditions, les coulées boueuses visqueuses peuvent cheminer sous l'eau sur des distances considérables (2 à 10 km) et donner naissance à de grandes terrasses (DIONNE, 1972b). Ainsi, le glissement ayant affecté la terrasse de 20-35 m, qui constituait l'ancien



Fig. 31 Vue détaillée des sédiments intertidaux liés à la transgression marine visibles dans le versant est d'un petit amphithéâtre de glissement de terrain récent, séquence de Baie-Saint-Paul. Remarquez la stratification dans le matériel rendue apparente par la présence de gravier. (20 octobre 1988)



Fig. 32 Vue du versant droit de l'amphithéâtre du glissement de terrain qui a excavé la section sud-ouest de la terrasse transversale de 20-35 m recoupant le village de Baie-Saint-Paul. Remarquez l'accumulation au pied du talus résultant d'un glissement récent. (20 octobre 1988)

rivage de la basse vallée du Gouffre, est survenu durant le retrait des eaux de la mer de Goldthwait. Les strates dont la surface a été aplaniée et tronquée en même temps que s'effectuait l'abaissement du niveau marin dans l'estuaire moyen, laissent voir les argiles gris-bleues stratifiées en lits minces de 1 à 2 cm d'épaisseur séparées par des lits de sable fin à moyen. Ces argiles ont été déposées dans un milieu de grande profondeur d'eau. Parmi les radeaux argileux basculés et non entièrement liquéfiés qui ont été examinés, certains apparaissent parallèles, d'autres obliques ou perpendiculaires à la terrasse de 8-10 m et plusieurs sont fortement inclinées voire même verticaux (fig.33). L'ensemble des couches argileuses très bouleversées visibles à l'intérieur du fossé de drainage sont repérables sur une distance totale de 117,7 m. Des mesures effectuées sur les lits d'argile verticaux visibles en-dessous des sédiments de recouvrement de la basse terrasse ont fourni des orientations variant entre 25° et 347° et des pendages de l'ordre de 27° à 90° (fig.34).

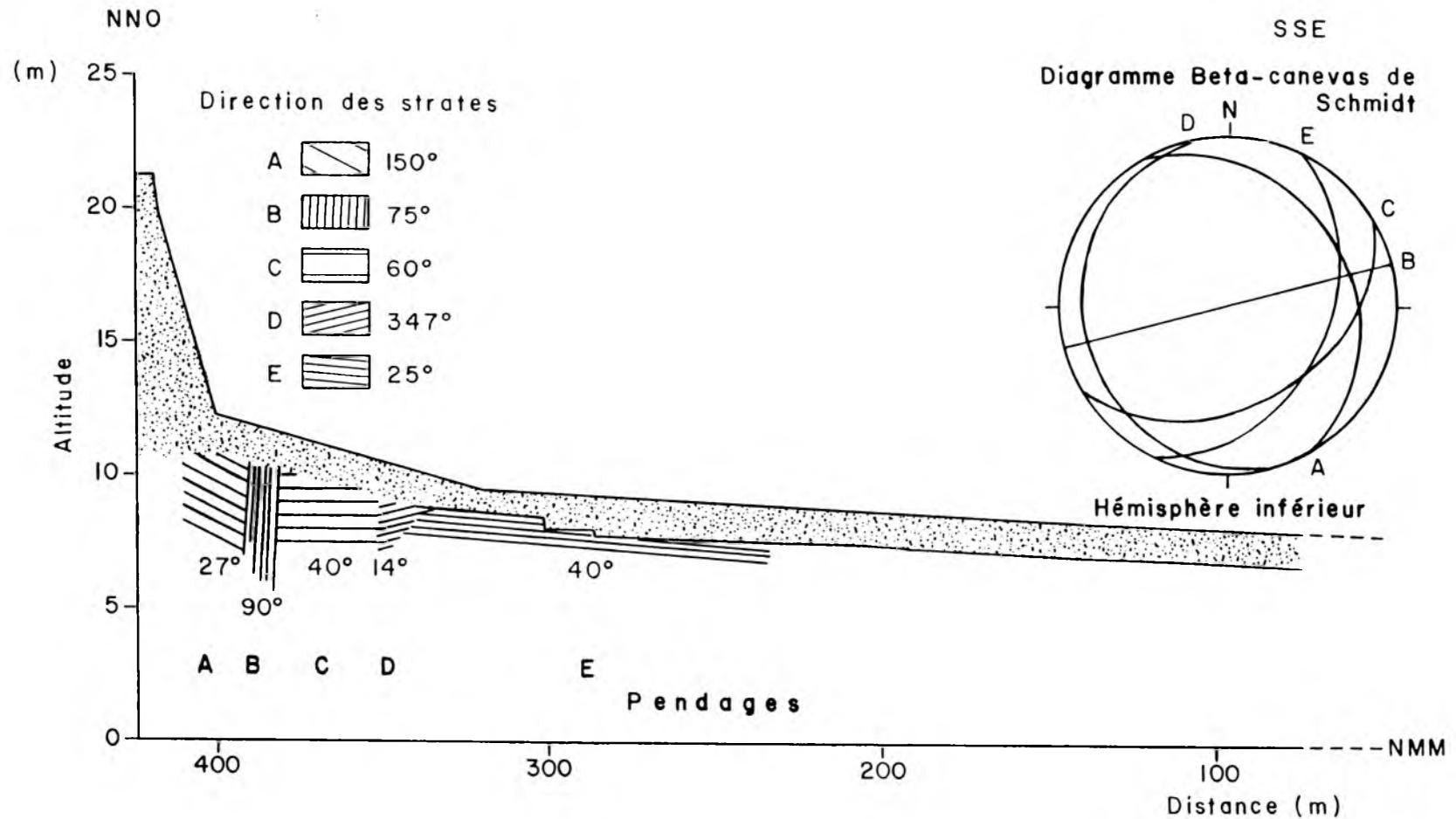
La découverte de bouts de bois incorporés dans le matériel argileux visible au fond du fossé de drainage (coupe n° 7, fig.7), s'est révélée très intéressante puisqu'ils permettent de dater le glissement survenu durant la période holocène. Les petites branches prélevées près du plancher du glissement étaient situées à environ 100 cm en-dessous de la surface de la terrasse (fig.35) et reposaient en position allant de subverticale à verticale. Les analyses radiocarbone effectuées sur ces bouts de bois (conifères) ont révélés des âges ^{14}C de 8280 ± 130 ans BP (Beta-27665) et de 7520 ± 120 ans BP (UL-597). Les dates obtenues révèlent que les argiles marines basculées formant le substrat de la basse terrasse de 8-10 m, mis en place près du sommet de la séquence de Baie-Saint-Paul, découlent probablement du plus ancien glissement de terrain à s'être produit dans la vallée de la rivière du Gouffre. La plus vieille datation obtenue antérieurement sur un tronc d'arbre fossile échantillonné à environ 9,7 km dans la vallée, en amont de la zone étudiée, avait alors révélée un âge ^{14}C de 5670 ± 90 ans BP (FILION *et al.*, 1991). De plus, les nouvelles datations qui correspondent au Goldthwaitien III de Dionne (1977), phase durant laquelle les niveaux "Mitis" et "Rimouski" ont été formés (LOCAT, 1978), fournissent un âge maximal pour le début du retrait des eaux de la mer de Goldthwait, dans ce secteur de la basse vallée du Gouffre, au niveau de la terrasse de 20-35 m. Selon Occhietti et Hillaire-Marcel (1977), une fluctuation eustatique négative importante serait survenue vers 8100 BP, liée à un refroidissement du climat, qui a entraîné une exondation rapide du littoral. Ces événements, corrélables, peuvent s'appuyer sur le fait que la région était, à cette époque, occupée par la forêt climacique holocène due à l'influence marine (GOVARE et GANGLOFF, 1989) puisqu'un diagramme pollinique montre, dès 10 700 ans BP, une toundra arbustive (POULIN et RICHARD, 1976; LABELLE et RICHARD, 1981).



Fig. 33 Vue d'un radeau argileux non liquéfié, parallèle au fossé de drainage, mis en place au niveau de la terrasse de 8-10 m lors d'un glissement de terrain subaquatique d'âge goldthwaitien. Notez l'inclinaison accentuée des strates indiquant un déplacement de la coulée argileuse vers la droite de la photo. Ces argiles basculées représentent une discontinuité dans la séquence normale de Baie-Saint-Paul. (2 septembre 1988)

FIGURE 34

DIRECTIONS ET PENDAGES DES STRATES DANS LES SABLES ET ARGILES BOULEVERSÉS DU GLISSEMENT DE TERRAIN SOUS LE NIVEAU 8-IOM



TERRASSE MITIS

(au-dessus des argiles basculées)

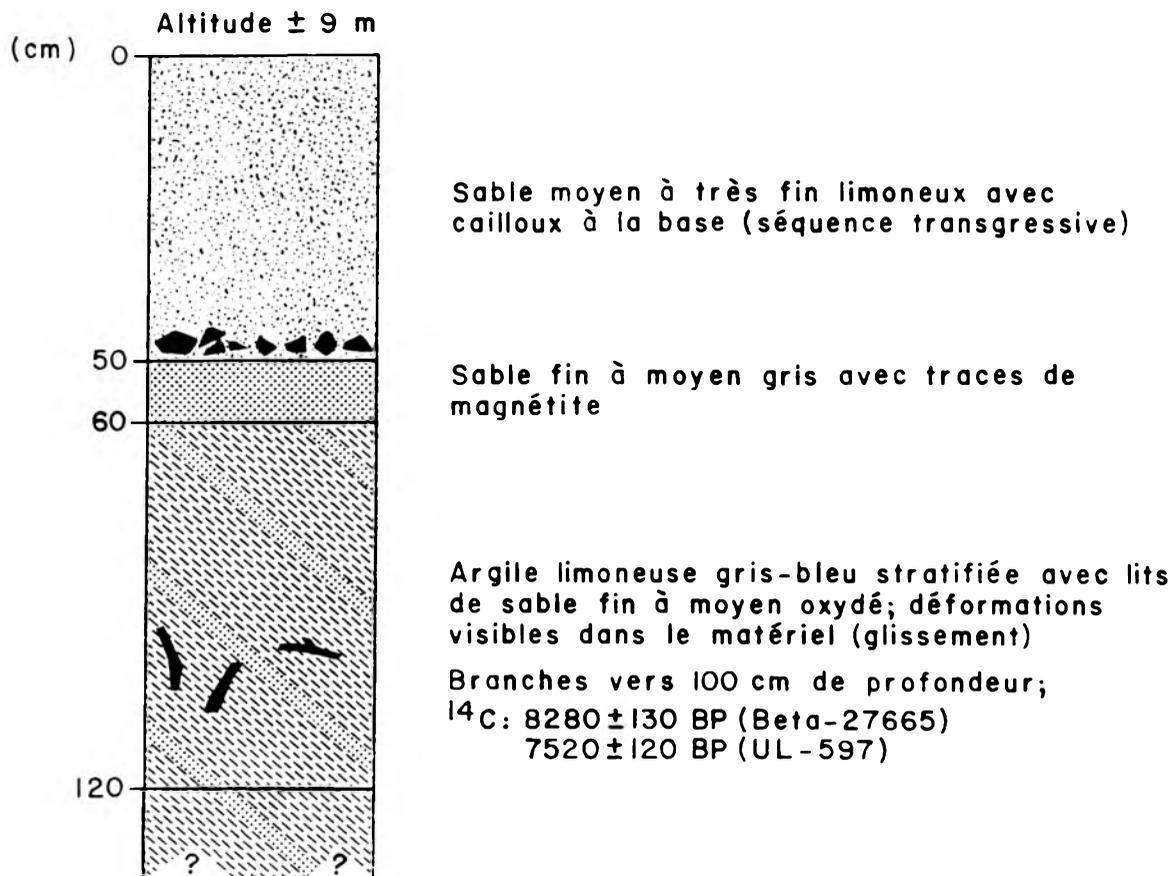


FIGURE 35. Stratigraphie des dépôts dans la terrasse de 8-10 m au niveau des argiles basculées du glissement de terrain, séquence de Baie-Saint-Paul.

Une corrélation peut être établie entre la plus ancienne des dates du glissement (8280 ans) et la datation ^{14}C de Brodeur (1982) à l'île aux Coudres: 8360 ± 110 ans BP (QU-920) obtenu dans un site très fossilifère à 15 m d'altitude. Toutefois, selon Brodeur, le niveau daté à l'île serait trop ancien par rapport à son altitude. L'Auteur raccorde plutôt cet âge au niveau de 30 m soit à l'altitude où s'est produit le glissement de Baie-Saint-Paul.

3.4.4 La basse terrasse marine

La basse terrasse qui comprend les niveaux de 4-6 m (Mitis) et de 8-10 m (transgression Laurentienne) édifiés en contrebas de la terrasse de 20-35 m d'altitude recoupant la vallée (fig.36), s'étend jusqu'à la zone intertidale actuelle sur une largeur de 1600 m. Sa superficie d'environ $2,42 \text{ km}^2$ en fait la seconde zone morphologique en importance de la région étudiée. Le profil bombé de l'ancien rivage de la baie Saint-Paul (plage subactuelle), qui s'élève à 12,3 m d'altitude, résulte de l'érosion de la terrasse de 20 m. Quasi horizontale, la basse terrasse s'incline faiblement vers l'estuaire (fig.37). Seul, un micro-relief persiste à l'emplacement des bourrelets argileux, vestiges des glissements de terrain anciens survenus durant l'épisode goldthwaitien, bourrelets qui n'ont pas été complètement aplanis par l'érosion liée au balancement des marées.

Composée essentiellement de sable et de limon argileux (marins et fluviaux) ainsi que de débris organiques, la basse terrasse de 4-6 m correspond au niveau Mitis qui a été décrit par plusieurs auteurs le long des rives et des îles du Saint-Laurent (GOLDTHWAIT, 1911; DIONNE, 1963; LOCAT, 1978; DUBOIS, 1980; ALLARD, 1981, BRODEUR, 1982). Selon Dionne (1992), le niveau Mitis daterait d'environ 2000 ans BP. D'après les incisions faites par de petits cours d'eau (rivière du Moulin, ruisseaux du Milieu, Verreault, du rang Saint-Laurent et aux Vases), le matériel de recouvrement au-dessus du substrat argileux est peu épais.

À environ 96 m au sud-est de la coupe n° 7 montrant les radeaux argileux gauchis ou basculés, la coupe stratigraphique n° 8 (fig.7 et 38) représente la couverture de sédiments meubles mis en place dans les eaux de la phase estuarienne, il y a environ 4000 ans BP. La coupe qui mesure 220 cm d'épaisseur à partir de la surface de la terrasse de 8-10 m comprend quatre unités (fig.38): 1) à la base de la séquence, on retrouve un sable moyen à fin dont la profondeur est indéterminée dans lequel s'insère de petites lentilles d'argiles. La présence de ces lentilles trouve vraisemblablement une explication au moment des glissements de terrain survenus dans la région. L'argile située au front des nappes de fluage aurait été expulsée de la masse centrale et incorporée aux sables en place



Fig. 36 Vue de la terrasse de 8-10 m à partir du replat de 20 m d'altitude, séquence de Baie-Saint-Paul. À cet endroit, la terrasse dépasse 380 m de largeur. (20 octobre 1988)



Fig. 37 Vue rapprochée du niveau de 8-10 m et de la terrasse Mitis située en aval à partir du sommet de la plage subactuelle accolée au talus de 20 m. La largeur de cet ensemble morphologique dans la vallée du Gouffre mesure 1600 m. Notez la pente très faible jusqu'à l'estuaire. (20 octobre 1988)

TERRASSE MITIS

(Fossé de drainage)

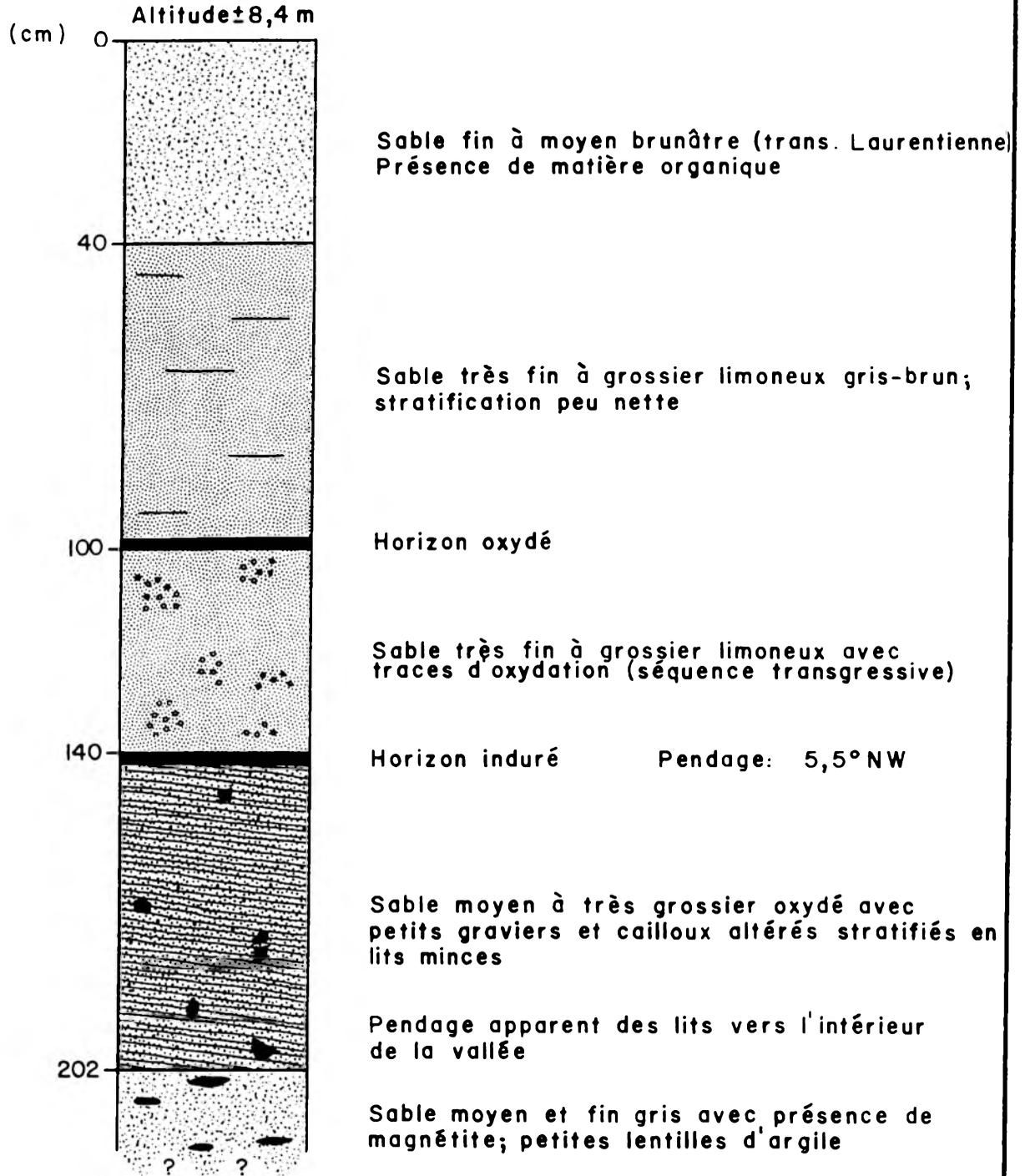


FIGURE 38. Stratigraphie de la terrasse de 8-10 m au front des argiles bouleversées de la mer de Goldthwait.

sous la forme de lentilles (fig.38); celles-ci peuvent aussi être apparues au moment de la mise en place des sables marins lors de la transgression de 8-10 m dans l'estuaire. Ici, les argiles résiduelles situées au front de la coulée aurait été incorporées au dépôt sableux; 2) la deuxième unité, qui mesure environ 60 cm d'épaisseur, est constituée d'un sable moyen à grossier stratifié avec cailloux altérés. En amont de la coupe, cette unité recouvre les argiles basculées; 3) la troisième unité est séparée de l'unité précédente par un horizon induré. Cet horizon induré se situe en dessous du fond du fossé de drainage. Il semble indiquer un ancien niveau de la nappe phréatique. D'une épaisseur de 100 cm, cette unité qui est formée d'un sable très fin à grossier limoneux correspondant à une séquence transgressive de la mer de Goldthwait présente un faciès légèrement différent du bas vers le haut de la coupe. À partir de l'unité supérieure, elle renferme des fragments de racines. Cette unité correspond vraisemblablement à un faciès de slikke; 4) le matériel de surface qui mesure 40 cm d'épaisseur est composé d'un sable fin à moyen limoneux brunâtre, lequel renferme des racines et des tiges. Cette unité correspond à l'ancien schorre au moment où la basse terrasse constituait encore la zone intertidale et que le talus associé à la terrasse transversale de 20-35 m subissait l'attaque des vagues.

Compte tenu de la profondeur à laquelle se trouve le niveau induré au site de la coupe n° 8, soit 140 cm sous la surface de la terrasse qui, à cet endroit, s'élève à 8,37 m d'altitude, du sommet de la plage dans l'ancien fond de baie lequel est coté à 12,32 m et de l'épaisseur du dépôt (65 cm), on peut déduire que le niveau géodésique atteint par les marées moyennes dans l'estuaire, à cette époque, était d'environ 3,30 m soit un niveau équivalent à celui qui existe, actuellement, dans la baie Saint-Paul.

3.4.5 Les sédiments de la plage subactuelle

Localisée au pied du talus de 20 m (coupe n° 6, fig.7), cette plage constitue l'ancien rivage de la baie Saint-Paul à l'époque où le niveau d'eau dans l'estuaire était plus élevé que l'actuel. Du point de vue stratigraphique, ces sédiments reposent au-dessus des sables et graviers marins de la terrasse de 8-10 m. L'unité de surface qui atteint une épaisseur de 65 cm culmine à 12,32 m d'altitude. De la base au sommet de la séquence, la coupe comprend trois unités principales: 1) un sable fin à grossier stratifié de plus de 50 cm d'épaisseur; 2) un sable moyen avec lits de gravier intercalés à diverses profondeurs dans le matériel encaissant. Des mesures effectuées sur les lits fournissent un pendage des couches de 20° vers le sud-est, en direction de l'estuaire moyen. L'inclinaison prononcée des lits de cette unité est attribuable à l'affaissement relique de matériel le long du talus de 20 m et enfin, 3) le dépôt de plage subactuelle qui présente quatre faciès distincts (fig.39).

TERRASSE MITIS

(côté est du fossé de drainage, pied du talus de 20mètres)

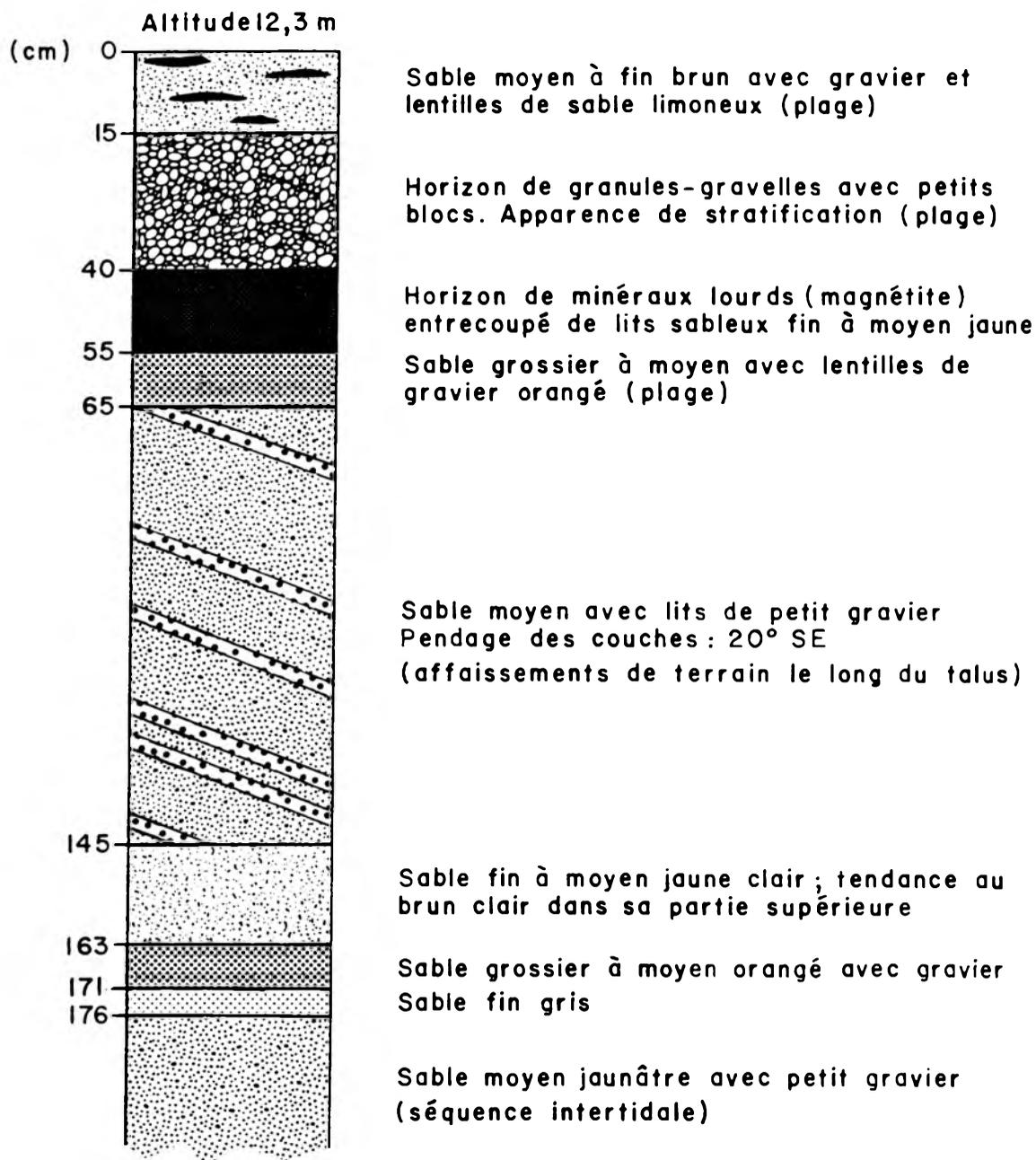


FIGURE 39. Coupe stratigraphique sous les sédiments du haut de plage du littoral subactuel de la baie Saint-Paul.

Au-dessus de la deuxième unité formée des sables affaissés provenant de la terrasse de 20 m, on retrouve un sable grossier à moyen surmonté d'un horizon de sable fin à moyen. Ce matériel dont l'épaisseur atteint 15 cm est entrecoupé de plusieurs lits minces de minéraux lourds associés à du matériel de plage. Un troisième horizon composé de granules-gravelles avec petits blocs coiffe les unités sableuses précédentes. La grosseur du matériel reflète une plus grande énergie des vagues et peut-être une activité glacielle, ce qui explique la présence des blocs enfouis dans le dépôt. Finalement, le sommet de la plage est constitué d'un sable moyen à fin avec gravier et lentilles de sable limoneux. La présence de ces lentilles dans le matériel de recouvrement est attribuable aux vagues déferlantes qui en se brisant sur la plage laissent tomber des sédiments plus fins (limons) qui sont recouverts, par la suite, par des sables provenant du haut de plage (KOMAR, 1976; REINECK et SINGH, 1980). Le même phénomène s'observe au niveau de la plage actuelle.

L'examen de cette coupe nous amène à poser deux questions. Quelle est la provenance des matériaux de la plage subactuelle et à quelle époque durant l'holocène la terrasse de 8-10 m a-t-elle été construite? L'examen des photographies aériennes révèle que le talus de 20 m a subi un net recul. Ce constat se reflète dans le relief par le bombement de la plage sise en contrebas du talus de 20 m. Les mesures effectuées au sol et sur les clichés, le long du versant sud-est de la falaise morte en dépôt meuble, révèle un recul généralisé de celle-ci d'environ 50,7 m entre le retrait marin initial et la transgression marine de 8-10 m. Le recul presque rectiligne du talus ne peut avoir été causé que par une action répétée des vagues à sa base amenant l'affaissement progressif des matériaux de la terrasse. Quelle a été la durée de ce recul? L'absence de matériel datable au niveau de la plage et de la basse terrasse adjacente ne permet pas de répondre à cette question. Toutefois, il est possible d'affirmer que ces deux unités morphologiques ont été formées à partir de l'érosion du substrat de la terrasse de 20-35 m au moment d'une fluctuation eustatique secondaire positive du niveau marin. Par la suite, les vagues ont remanié les sédiments affaissés camouflant ainsi le dépôt à la base du talus de 20 m. Selon Dionne (1988c et d, 1990b), la terrasse de 8-10 m sur la rive sud du Saint-Laurent aurait été construite lors d'une transgression marine mineure survenue entre 6000 et 4500 ans BP.

Selon Emery et Garrison (1967), le niveau marin aurait, par la suite, connu une élévation lente entre 2000 et 4000 ans BP. D'autres recherches le long de la rive nord de l'estuaire du Saguenay (BONENFANT, 1991) témoignent de fluctuations positives à l'Holocène et, actuellement, en cours dans cet environnement. En ce qui concerne la vitesse du retrait marin au niveau de la terrasse Mitis, à Baie-saint-Paul, celui-ci semble

s'être effectué assez rapidement puisque le dépôt accumulé au niveau de la plage subactuelle, bien qu'en partie remanié par les vagues, n'a pu être évacué complètement, contribuant ainsi à l'aggradation progressive de la plage.

3.4.6 La coupe du ruisseau du Milieu

La coupe du ruisseau du Milieu (coupe n° 9, fig.7), localisée près du versant droit de la vallée de la rivière du Gouffre, présente six unités stratigraphiques dont la puissance fait environ 210 cm (fig.40). À cet endroit, la surface de la terrasse Mitis (fig.41) culmine à une altitude approximative de 6 m. De la base au sommet de la coupe, on retrouve l'argile gris pâle, molle, compacte, fossilifère et légèrement caillouteuse de la mer de Goldthwait. Cette dernière constitue généralement le substrat du secteur aval de la vallée et de l'estran à Baie-Saint-Paul. Les cailloux qu'elle contient sont calcaires. On ignore l'épaisseur de l'argile; mais d'après les sondages faits dans la vallée (CHAGNON, 1969; LAJOIE, 1981), elle atteindrait plus de 100 m. Le sommet de l'unité correspond au niveau du ruisseau à marée basse. Profitant d'un abri naturel le long du versant ouest de la vallée, les argiles du ruisseau du Milieu dont la mise en place remonte à plus de 8280 ans BP ne semblent pas avoir été bouleversées lors du grand glissement de terrain ayant modifié une section de la terrasse de 20-35 m. L'argile est recouverte de 25 cm de sable fin gris, massif (unité 1b) vraisemblablement mis en place par la mer de Goldthwait. Il s'agirait d'un dépôt d'eau peu profonde, et peut-être même de sédiments intertidaux ou infratidaux, car la surface est couverte par un dallage de cailloux. Comme il ne semble pas y avoir de cailloux dans le sable, il ne s'agit donc pas du résidu grossier laissé par l'érosion de la couche sableuse supérieure. On pense plutôt que ce dallage résulte d'un apport postérieur, peut-être en grande partie glaciaire, ayant été mis en place alors que la surface était exposée, vraisemblablement en position intertidale.

L'unité 2 située au-dessus du dallage de cailloux, comprend deux faciès. D'abord, une couche de 15 cm (unité 2a) de sable moyen à grossier avec petit gravier oxydés et lits de sables fin limoneux contenant des débris organiques (brindilles, bouts de bois) qui proviennent de l'unité supérieure. Ensuite, une couche de 25 cm de débris organiques stratifiée riche en bouts de bois. Deux analyses radiocarbones effectuées sur ces bouts de bois ont fournis des âges ^{14}C de 1300 ± 70 BP (Beta-27666) et de 1270 ± 70 BP (UL-598) (tabl.V). Le niveau de 4,65 m, situé à environ 1,1 m au-dessus du niveau moyen des mers actuelles sévissant dans la baie Saint-Paul (tabl.II) et séparé de la surface argileuse par un dallage glaciaire plus haut dans la séquence, semble donc bien daté pour ce secteur. Des âges similaires sont fournis pour ce niveau le long de la rive nord du Saint-Laurent à

Ruisseau du Milieu

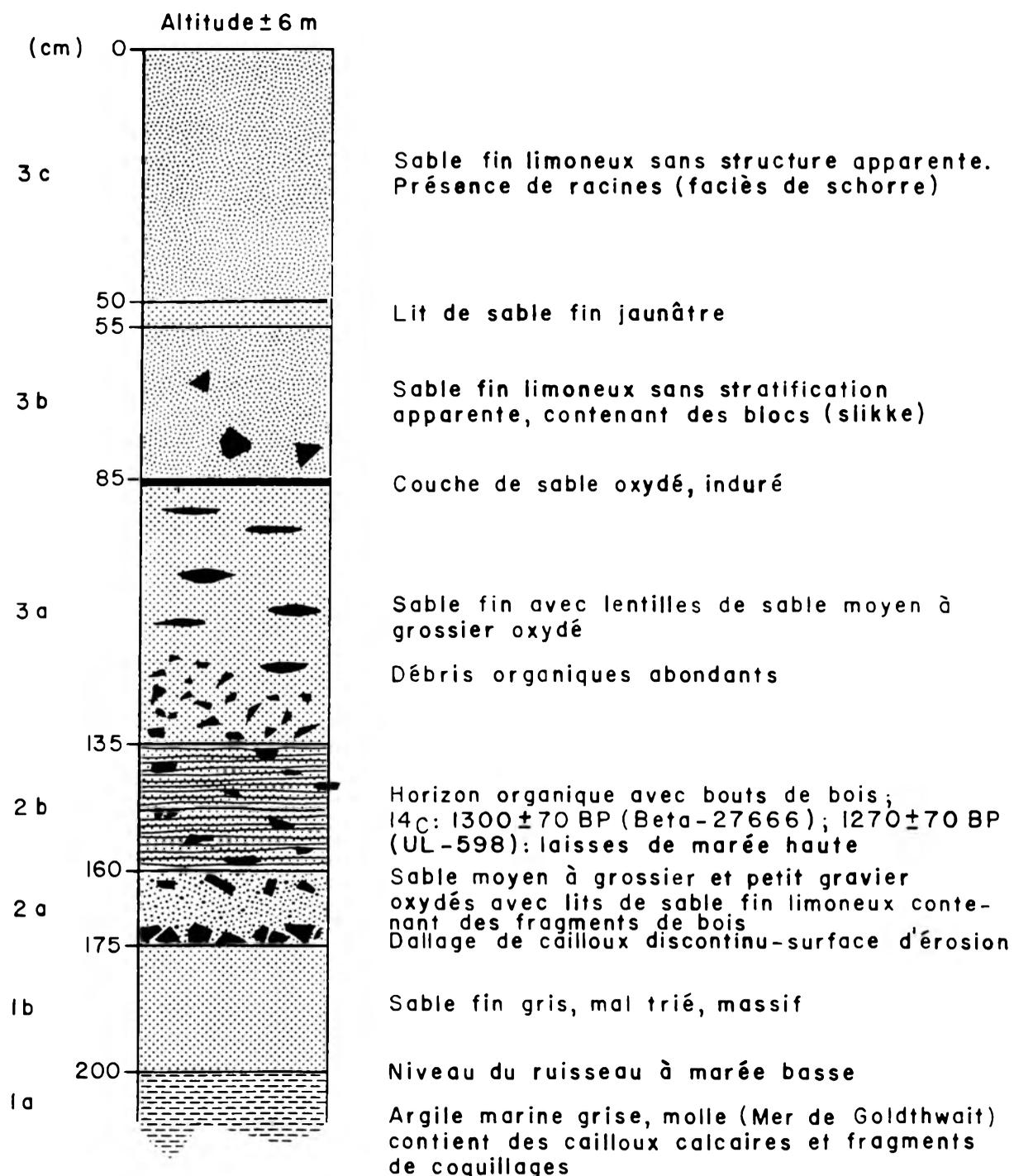


FIGURE 40. Stratigraphie de la terrasse Mitis, rive est-ruisseau du Milieu, dans le secteur ouest de la vallée du Gouffre.

Petite-Rivière (1120 ± 50 BP) et à l'embouchure du Saguenay où l'âge moyen de la terrasse Mitis est de 1400 ans BP (DIONNE, 1989, 1990a). La mise en place de cette unité dont on ignore l'extension latérale peut s'expliquer de deux manières. Il pourrait s'agir de sédiments estuariens ou fluviaux, i.e. d'un dépôt laissé dans l'axe du ruisseau du Milieu, encore affecté de nos jours par la marée. Il peut s'agir aussi de sédiments littoraux, i.e. de laisses de marée, mis en place à la limite des hautes mers. Dans ce cas, on aurait un horizon repère pour la phase transgressive ayant conduit à l'édification de la terrasse de 6 m (terrasse Mitis), dans ce secteur.

L'horizon organique (unité 2b), est surmonté à son tour par une séquence sableuse d'environ 135 cm d'épaisseur dans laquelle on peut distinguer trois faciès. D'abord, une couche de 50 cm de sable fin renfermant des lentilles de sable moyen à grossier oxydé, avec d'abondants débris organiques dans les 20 cm inférieurs (unité 3a). Il s'agit, ici, d'un passage progressif de l'unité 2b à l'unité 3. L'accumulation de ces macro-restes à travers l'ensemble de cette sous-unité résulte, probablement, du délestage par les vagues de tempêtes lors des grandes marées, phénomène observable au niveau de la plage actuelle. Les datations obtenues permettent d'affirmer, qu'à cette époque, le niveau de 4-6 m a été inondé suite à une légère submersion qui fut suivie d'un abaissement généralisé du niveau de la mer. Compte tenu de l'altitude de la terrasse, à cet endroit, le niveau moyen de la mer dans le Saint-Laurent était au moins 3 m supérieur au niveau actuel.

À 85 cm de profondeur, on observe une mince couche de sable oxydé et induré, correspondant probablement à un ancien niveau de la nappe phréatique dans le secteur du ruisseau du Milieu.

La couche indurée est recouverte de 30 cm de sable fin limoneux jaunâtre sans stratification nette dans lequel s'insèrent des blocs. Cet horizon semble correspondre à un faciès de slikke. L'unité 3b est coiffé d'un lit (5 cm) de sable fin jaunâtre et de 50 cm de sable fin limoneux à stratification peu nette, formant le sommet de la terrasse, dans lequel on retrouve la présence de racines probablement associées à un faciès de schorre.

En résumé, cette coupe montre une séquence d'agradation suite à un bas niveau marin, ce qui indique des conditions transgressives, c'est-à-dire une élévation du niveau d'eau moyen dans l'estuaire. L'édification de la terrasse de 6 m dans ce secteur serait donc postérieure à 1500 ans BP. La figure 41 montre que le niveau de ± 6 m en bordure du ruisseau du Milieu subit encore occasionnellement des submersions brèves lors des plus grandes marées de vive eau.

3.4.7 La coupe de la terrasse Mitis-versant ouest de la baie

Une deuxième coupe dans la terrasse Mitis (4-6 m) a été étudiée. Elle est située à proximité du ruisseau Verreault (coupe n° 11, fig.7 et 42), en contrebas de la terrasse de 35-50 m et des coupes n° 3 et 4 décrites plus haut. À cet endroit, la surface de la basse terrasse culmine à 5,8 m d'altitude. Celle-ci est formée de deux unités stratigraphiques (fig.43) avec faciès corrélables avec la séquence du ruisseau du Milieu. À la base de la coupe n° 11 qui fait 125 cm de hauteur, on trouve un dépôt de sable hétérométrique (sable très fin à très grossier) avec matrice limoneuse, de couleur gris foncé à l'état humide, compact et fissile contenant de petites branches ou racines. Comme ce dépôt, d'épaisseur inconnue, est coiffé d'un dallage de cailloux, il s'agit probablement d'une unité équivalente à l'unité n° 1b de la coupe du ruisseau du Milieu (fig.40). Il s'agirait donc d'un dépôt de faible profondeur (infratidal ou intertidal), ayant constitué l'estran à une époque antérieure. Une datation ¹⁴C effectuée sur des rhizomes de fougères (polypodes) trouvés dans cette unité a fournie un âge de 90 à 100 ans (Beta-30051). Toutefois, cette date a peu d'intérêt compte tenu de la position stratigraphique dans lequel ces rhizomes ont été prélevés.

Le dallage caillouteux est recouvert d'une couche de sable limoneux, de couleur gris foncé, d'une quinzaine de cm d'épaisseur (unité 2a), contenant des débris organiques et des fragments de coquillages. On y observe aussi des traces de racines. Cette unité pourrait correspondre à l'unité n° 3a de la coupe du ruisseau du Milieu. Au-dessus, on trouve une couche de 10 cm d'épaisseur (unité 2b) formée d'un limon sableux jaunâtre dans lequel on retrouve des traces de racines depuis l'unité de surface. Les 50 cm supérieurs de la coupe sont constitués de sable moyen à très fin limoneux avec graviers, de couleur brun foncé (unité 2c). Dans l'ensemble de l'unité on observe d'abondantes traces de racines. Cette unité qu'on peut associer à un faciès de schorre correspond à l'unité 3c de la coupe du ruisseau du Milieu. Cette corrélation s'appuie sur l'âge de 1300 et de 1270 BP à la base.

En résumé, la mise en place de ces dépôts dans ces secteurs de la baie Saint-Paul résulte de la même séquence transgressive du niveau marin. Selon l'altitude et les informations granulométriques fournies par les sédiments des coupes n° 9 et 11, on peut supposer que la mise en place des dépôts s'est effectuée au moment de la transgression marine de 4-6 m survenue vers la fin de l'holocène.



Fig. 41 Localisation de la coupe n° 9 dans le versant gauche du ruisseau du Milieu à environ 600 m derrière la ligne de rivage actuelle. À ce site, la terrasse Mitis atteint 6 m d'altitude. Vue vers l'est. (10 octobre 1988)



Fig. 42 Vue du reflat Mitis et du schorre inférieur à partir du sommet de la terrasse latérale de 35-50 m près du ruisseau Verreault. La largeur de la basse terrasse dans ce secteur de la vallée du Gouffre atteint 170 m. Vue vers le nord-est. (29 septembre 1987)

TERRASSE MITIS

(versant ouest de la baie Saint-Paul)

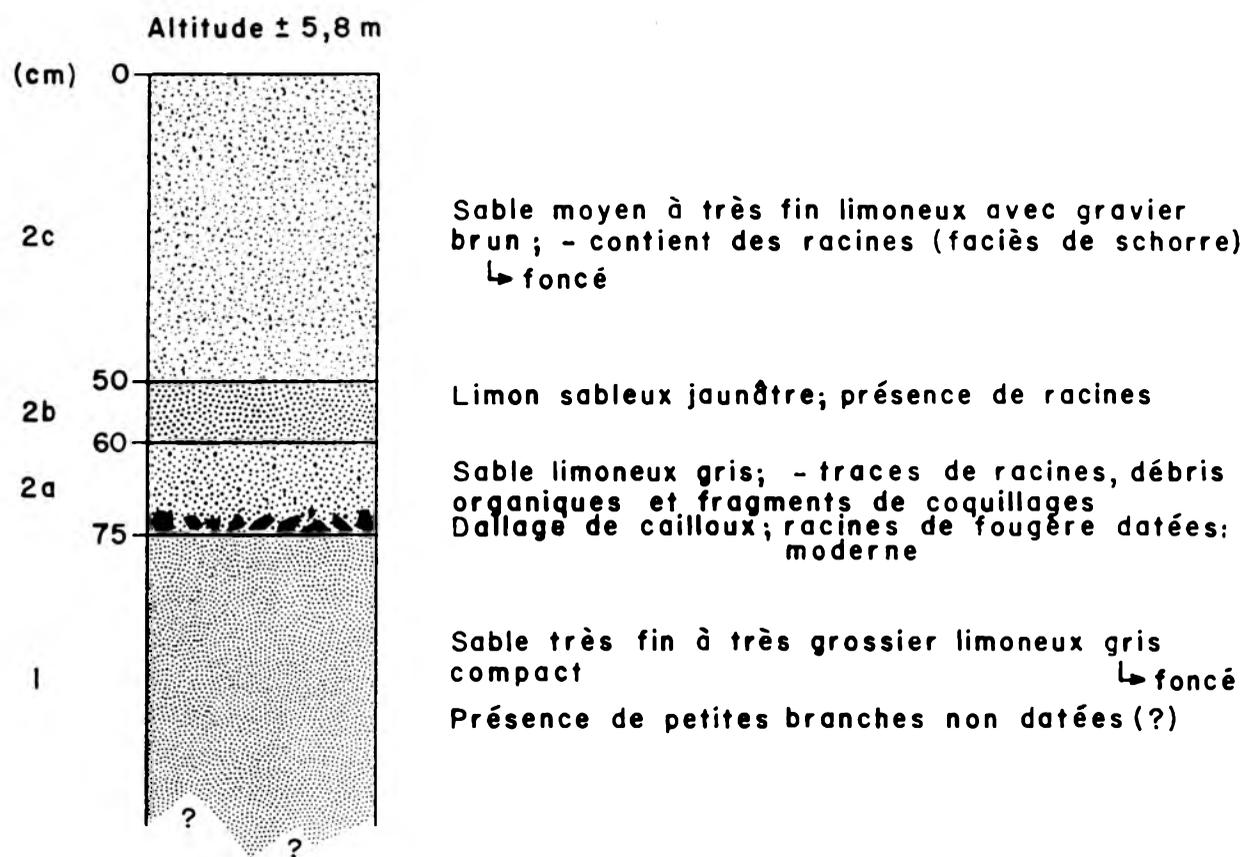


FIGURE 43. Stratigraphie de la terrasse Mitis en contrebas de la terrasse de 35m en aval du Chemin de la Pointe.

3.4.8 La coupe de la Belle Plage-talus Mitis

À l'ouest du quai, la terrasse Mitis est séparée du bas estran actuel par un large cordon littoral sableux (la Belle Plage) et d'une micro-falaise de quelque décimètre de hauteur (coupe n° 10, fig.7 et 45). Une coupe dépassant 4,25 m de profondeur faite sur le rebord externe de la terrasse Mitis, dans le secteur du boisé (pinède), afin de connaître la nature des dépôts a révélé une séquence de 7 unités distinctes, certaines à faciès multiples (fig.44). À cet endroit, la surface de la terrasse culmine à environ 4,5 m d'altitude, soit à peine au-dessus du niveau des hautes mers de vive eau. Dans la séquence de mise en place, on trouve à la base de la coupe dégagée (unité 1), soit à plus de 315 cm de profondeur, un sable fin à moyen sans stratification apparente dont la puissance dépasse 1,10 m. Ce sédiment est séparé de l'unité supérieure par une mince couche de limon argileux stratifié. Située à environ 1,3 m au-dessus du niveau moyen des mers actuelles, ce dépôt limoneux semble être associé à une brève élévation du niveau marin dans l'estuaire ou pourrait avoir été mis en place par un ancien chenal de la rivière du Gouffre (carte hors-texte). Au-dessus, une couche de 40 cm de sable moyen dans lequel s'intercale des lits de sable grossier à la base (unité 2) semble correspondre, encore une fois, à du matériel fluviatile lié à des apports de la rivière du Gouffre ou soit de plage.

La séquence stratigraphique se poursuit avec une couche d'environ 20 cm de sable fin limoneux (unité 3) dont les 5 cm inférieurs sont constitués de limon gris intercallés entre deux lits de limon brunâtre lesquels renferment des débris organiques épars, parfois très décomposés (fig.46). L'âge obtenu par datation au radiocarbone sur les débris de plantes littorales et les fragments de petites branches prélevés dans cette couche limoneuse est de 840 ± 360 ans BP (Beta-31933). L'écart-type très considérable est attribuable à la faible quantité de matière organique disponible soit environ 7,3 gr avant pré-traitement. Malgré le faible degré de fiabilité fournie par cette date, celle-ci indique, néanmoins, le début possible de la submersion mineure qui aurait édifié le niveau de 4-6 m vers 1200 ans BP. Ce faciès, vraisemblablement intertidal, situé à 2,70 m sous la surface de la terrasse Mitis correspond à une variation eustatique positive du plan d'eau dans l'estuaire moyen.

Sise à environ 1,7 m au-dessus du niveau des mers moyennes actuelles, cette couche limoneuse très compacte de 5 cm d'épaisseur peut être suivie, à cette profondeur, tout le long du niveau Mitis. Au site de la coupe, cette unité est basculée. Des mesures effectuées sur cette couche durcie ont révélé une direction de 112°SSE semblable au lit actuel de la rivière du Gouffre (128°SSE) et des pendages de 189,5° et 190° vers le SSO.

TALUS MITIS

(Belle Plage de la baie Saint-Paul)

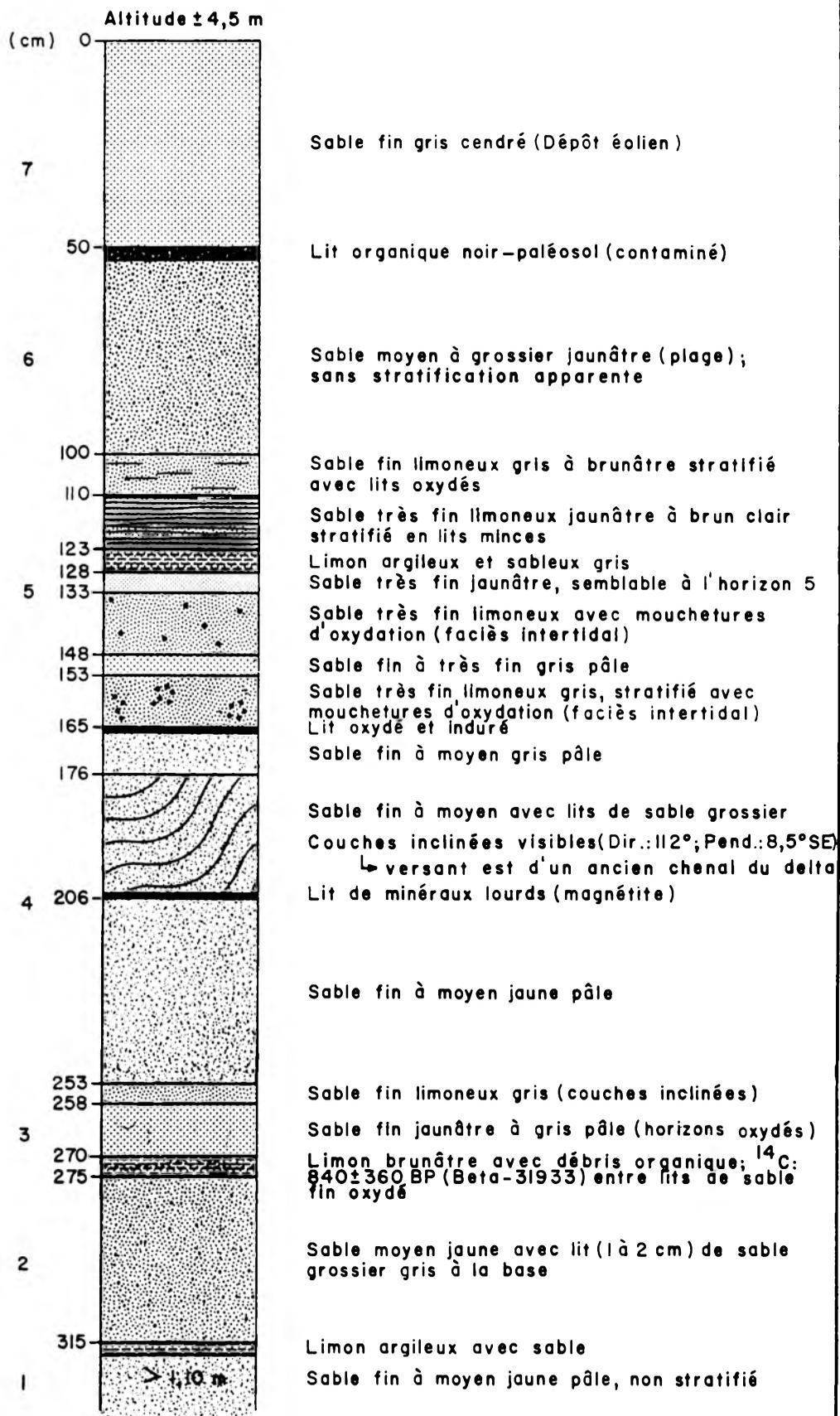


FIGURE 44. Coupe stratigraphique du talus Mitis à l'ouest du Gouffre.



Fig. 45 Vue du talus Mitis à marée haute baissante à l'endroit où il sépare le marais supérieur du ruisseau aux Vases du schorre inférieur visible dans la baie Saint-Paul. (29 août 1988)

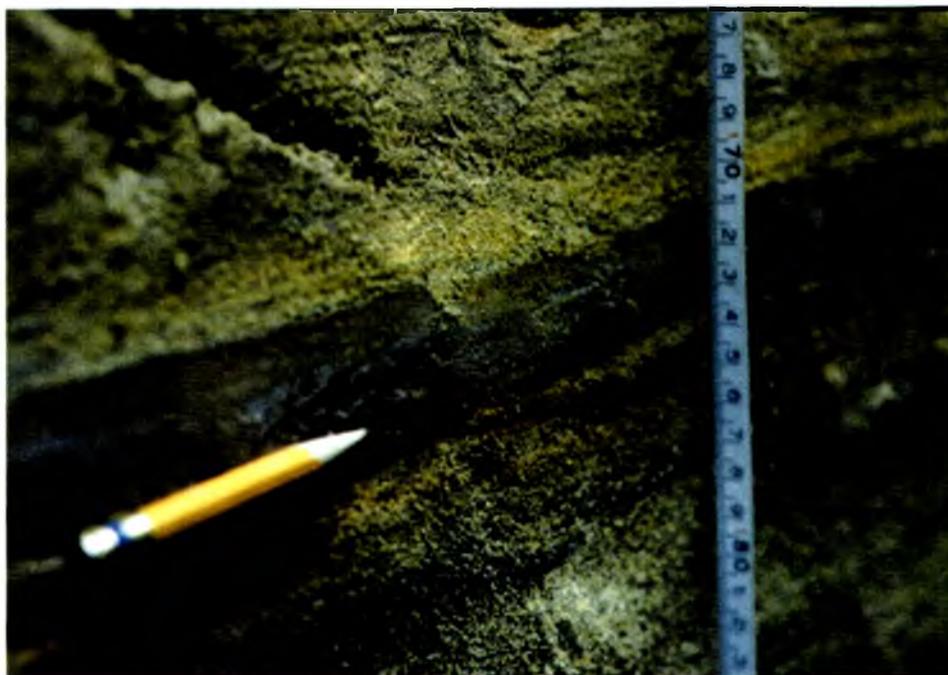


Fig. 46 Coupe dans la Belle Plage de Baie-Saint-Paul montrant l'unité limoneuse due à une fluctuation positive du plan d'eau survenue dans l'estuaire moyen il y a plus de 800 ans BP. Le crayon indique la position du lit organique daté. (20 octobre 1987)

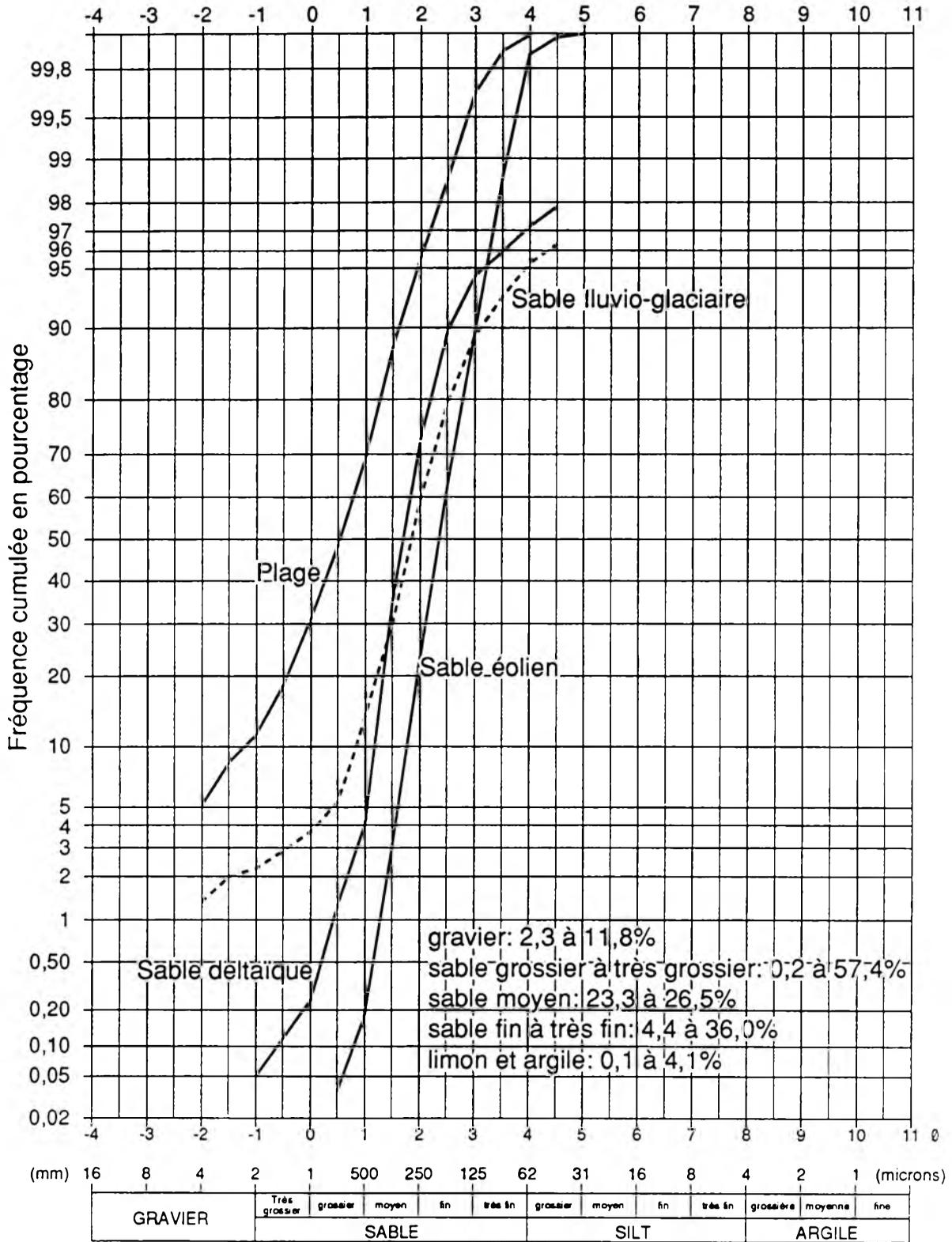
Ce basculement de la couche limoneuse découle soit d'une position antérieure du lit de la rivière ou d'un ancien bras du delta (BONENFANT, 1986). La carte hors-texte montre, au niveau de la terrasse Mitis, le profil de ce paléo-chenal qui devait être encore actif, il y a plus de 1200 BP, d'après la date obtenue sur les débris organiques de l'unité n° 3.

Au-dessus, l'unité n° 4 qui fait 88 cm d'épaisseur est essentiellement composée de sable fin à moyen jaunâtre à gris pâle dans lequel s'intercalent des lits de sable grossier. Entre 176 et 206 cm de profondeur, on observe des lits déformés associés à un paléo-chenal du delta. Cette unité semble traduire l'influence de l'ancien chenal de la rivière du Gouffre. Il s'agit probablement d'apports fluviaux (crues) remaniés. L'unité sus-jacente (unité n° 5), de 65 cm d'épaisseur est formée d'une alternance de couches (faciès) constituées de sable fin à très fin limoneux et de limons sableux de couleur variées mais souvent avec des traces d'oxydation. La base de l'unité est caractérisée par une mince couche indurée par des oxydes de fer. D'après sa position altitudinale, elle s'associe à un dépôt intertidal de bas estran qui résulte vraisemblablement d'une transgression marine récente. D'après la datation obtenue sur les macro-restes végétaux de l'unité n° 3, la fluctuation marine qui a favorisé la déposition de ce matériel est postérieure à 1200 BP.

L'unité n° 6 se compose d'une couche de sable moyen à grossier à stratification peu nette, de couleur jaunâtre. D'une épaisseur de 50 cm, ce dépôt correspond au matériel de haut de plage actuel (cordon littoral). Dans la coupe du talus Mitis cette unité est recouverte d'un lit organique noir, d'environ 3 cm d'épaisseur, qui représente l'ancien sol (litière) au moment où la sédimentation éolienne a débuté. Ce dernier s'y est développé à l'extrémité aval du paléo-chenal du delta de la rivière du Gouffre. Une analyse radiocarbone sur ce paléosol a révélé une contamination du matériel, l'appareil de comptage par scintillation liquide enregistrant un taux de radioactivité environ dix fois supérieur à la normale. Il a donc été impossible, malheureusement, de dater la surface de la terrasse ainsi que le début de la formation des dunes situées à l'est du boisé. Le dépôt de surface (unité n° 7), lequel forme le recouvrement de la terrasse Mitis est constitué de 50 cm de sable fin gris cendré. Il s'agit d'un petit cordon éolien récent formé par remaniement du sable du cordon littoral (Belle Plage). L'analyse granulométrique a révélé une distribution normale des particules pour ce sédiment avec lequel prend fin la séquence de Baie-Saint-Paul (fig.47).

Pour l'essentiel, ce placage éolien est antérieur à la pinède dont la formation remonterait à quelques centaines d'années. D'après les carottages faits sur une douzaine d'arbres dont *Pinus banksiana* (pin gris), le boisé littoral était existant en 1890. Le boisé apparaît déjà sur la carte de Murray (1760-62).

Figure 47: Courbes granulométriques dans les sables de la haute terrasse de la séquence du Rang Saint-Laurent, du ruisseau Verreault et du talus Mitis de la séquence de Baie-Saint-Paul.



ÉCHELLE DE WENTWORTH MODIFIÉE

En résumé, la succession sédimentaire observée au droit de la terrasse Mitis, à quelques centaines de mètres de la rivière du Gouffre, résulte de l'action fluviale (paléochenal) combinée à une transgression marine mineure et aux vagues. D'après la date ^{14}C , l'agradation aurait été d'environ 270 cm depuis 840 ans, soit un taux moyen de 3,2 mm/an. Ce taux est comparable avec celui de d'autres sites le long du Saint-Laurent.

3.4.9 Blocs à la surface de la terrasse

La terrasse Mitis est jonchée près de sa périphérie, de blocs glaciels allant de petits à gros visibles à travers le boisé littoral (fig.48). La présence de ces blocs sur la basse terrasse et dans le marais supérieur du ruisseau aux Vases reflète l'intensité de l'activité glacielle printanière récente et actuelle dans ce milieu de l'estuaire moyen (tabl.III). Un examen attentif de la basse terrasse marine, à partir du talus subactuel (20-35 m), a permis de délimiter la zone d'influence du glacier à sa partie inférieure localisée entre 4 m et 6 m d'altitude. Bien qu'il soit difficile à ce stade de déterminer avec précision le moment de la mise en place des blocs sur le niveau Mitis, à Baie-Saint-Paul, les datations obtenues sur les fragments de bois échantillonnés dans la coupe du ruisseau du Milieu permettent toutefois d'affirmer qu'ils ont été délestés au cours d'une submersion légère du niveau marin survenue vers 1200 ans BP dans l'estuaire moyen du Saint-Laurent. Les blocs observés sur la terrasse sont des gneiss et des granito-gneiss. Dans la zone du delta actuel, à l'est de l'embouchure de la rivière du Gouffre, qui est alimentée en partie par le ruisseau du Rang Saint-Laurent, on a trouvé seulement deux calcaires sur 34 éléments observés. Sur la terrasse de 4-6 m, les cailloux dont l'axe préférentiel a pu être déterminé sont orientés suivant une direction nord-sud, c'est-à-dire vers l'estuaire moyen.

Tableau III- Dimension des blocs glaciels observés sur la terrasse Mitis et dans le marais supérieur du ruisseau aux Vases.

Niveau Mitis (4-6 m)	Longueur (L) (m)	largeur (l) (m)	hauteur (h) (m)
Gros (figure 48)	2,20	1,40	0,68 (au sol)
Moyen	0,75	0,75	0,60
Schorre supérieur (ruisseau aux Vases)			
Moyen	0,65	0,60	0,55
Petit	0,60	0,40	0,30

3.5 La séquence intertidale du ruisseau aux Vases (haut estran)

À l'extrémité sud-ouest de la terrasse Mitis, on trouve une zone légèrement plus basse traversée par le ruisseau aux Vases et ennoyée lors des marées de vive eau. Il s'agit d'un schorre supérieur d'une superficie d'environ 267 060,5 m². D'après l'orientation NO-SE des nappes de fluage formées à partir du glissement dans les argiles liquéfiées qui ont été délimitées par photo-interprétation (carte hors-texte), la possibilité que le marais se soit développé à partir d'une cuvette entre les argiles basculées est grande, d'autant plus qu'il est fermé à l'aval par une crête sableuse surélevée culminant à 4,07 m d'altitude (fig.49). C'est ce qui explique, probablement, le profil en baillonnette du ruisseau aux Vases lequel aurait trouvé son lit entre les nappes du glissement.

Dans le secteur oriental, le schorre est protégé par un cordon littoral d'environ 4 m d'altitude, situé dans le prolongement de la Belle Plage (flèche de dérive littorale), qui se termine au ruisseau aux Vases. Une coupe effectuée à même le marais du ruisseau aux Vases (coupe n° 12, fig.7), derrière le cordon sableux édifié au rebord de la terrasse Mitis, a permis d'établir une brève séquence composée de seulement deux unités (fig.50). À partir de la surface située à 2,88 m d'altitude par rapport au niveau moyen de la mer, le dépôt appartenant au marais atteint 75 cm d'épaisseur. Il s'agit d'une unité homogène composée d'un limon sableux brunâtre stratifiés en lits minces. De la base au sommet de l'unité, ce dépôt est parsemé de débris de plantes et racines en quantité variable associés au schorre supérieur. On trouve, toutefois, une plus grande abondance des plantes non décomposée vers la surface qui se sont développées en même temps que s'effectuait la sédimentation, par conséquent durant l'agradation verticale du marais. La formation de cette unité est donc liée à l'apport de sédiments durant les hautes mers de vive eau qui dans ce secteur de l'estuaire moyen atteignent plus de 6 m de hauteur. Le substrat composant l'unité sous-jacente est formé par des argiles limoneuses de couleur gris-bleu, molles, collantes et massives, non bouleversées, de la mer de Goldthwait dont la surface est parsemée de blocs. Ces argiles stratifiées, dont l'épaisseur est inconnue, correspondent vraisemblablement à du matériel de remblayage relié à un haut niveau marin postérieur au grand glissement de terrain survenue au cours de la première moitié de l'Holocène. Ce phénomène expliquerait la disparition temporaire des argiles basculées sous le marais.

Du matériel organique prélevé à la base de l'unité (fig.50), dans les huit premiers centimètres du schorre situés au contact avec les argiles marines, et soumis pour analyse radiocarbone a révélé un âge ¹⁴C de 1160 ± 70 ans BP (Beta-27664). Cette date fournit un âge maximum pour le niveau de 2,21 m et le début de la formation du schorre supérieur du



Fig. 48 Bloc glacial d'origine précambrienne visible dans la section aval de la terrasse Mitis près de la frange nord-est du boisé littoral. Mi-enfoui, ce bloc emprunte une orientation nord-sud (grand axe). Sa direction au moment du délestage glacial devait s'effectuer lors du jusant d'après un petit bouurrelet visible au front. (16 octobre 1987)



Fig. 49 Vue du marais supérieur vers 6h05 du matin lors d'une marée haute de vive-eau, au début du jusant, à partir du cordon (éolien) littoral formant le rebord externe de la terrasse Mitis. Remarquez les laisses de marée à l'avant-plan ainsi que les terres érigés afin de créer des mares artificielles pour la sauvagine. (29 août 1988)

Ruisseau aux Vases

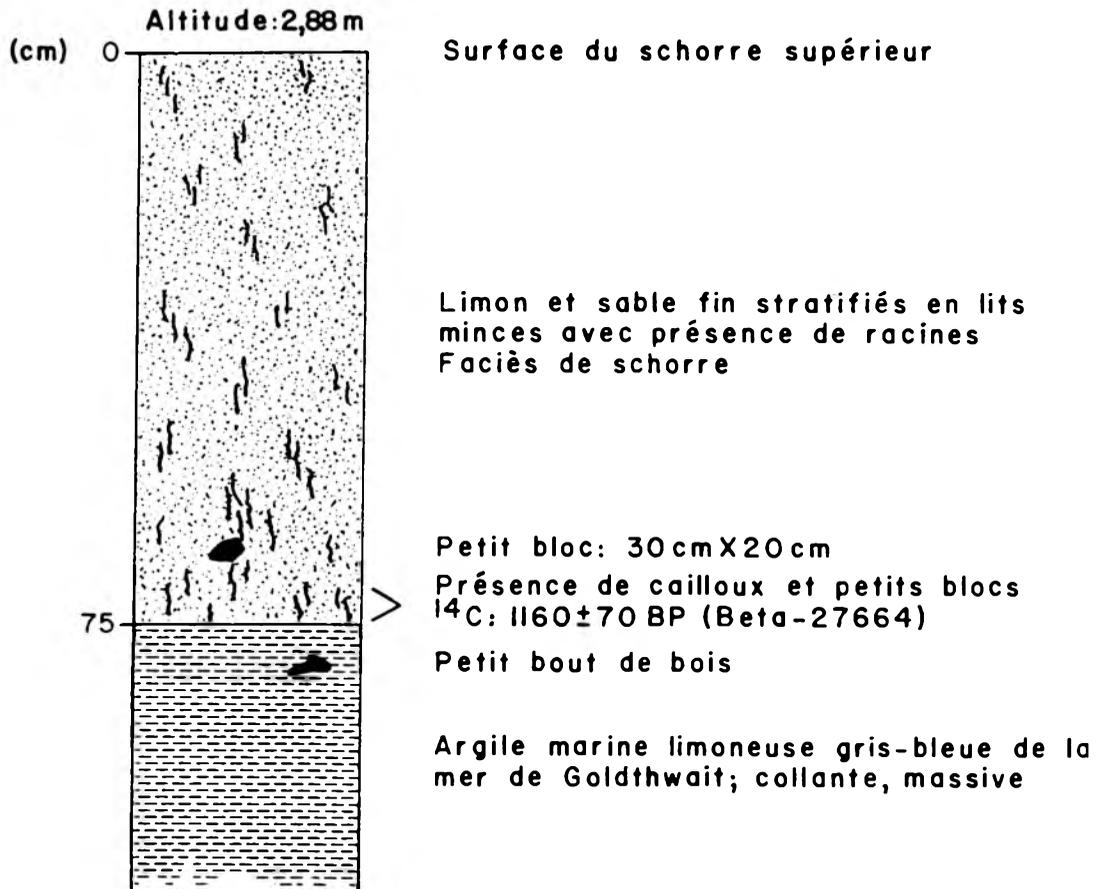


FIGURE 50. Coupe stratigraphique dans le schorre supérieur du ruisseau aux Vases à environ 80m derrière le cordon littoral formant le rivage actuel de la baie Saint-Paul.

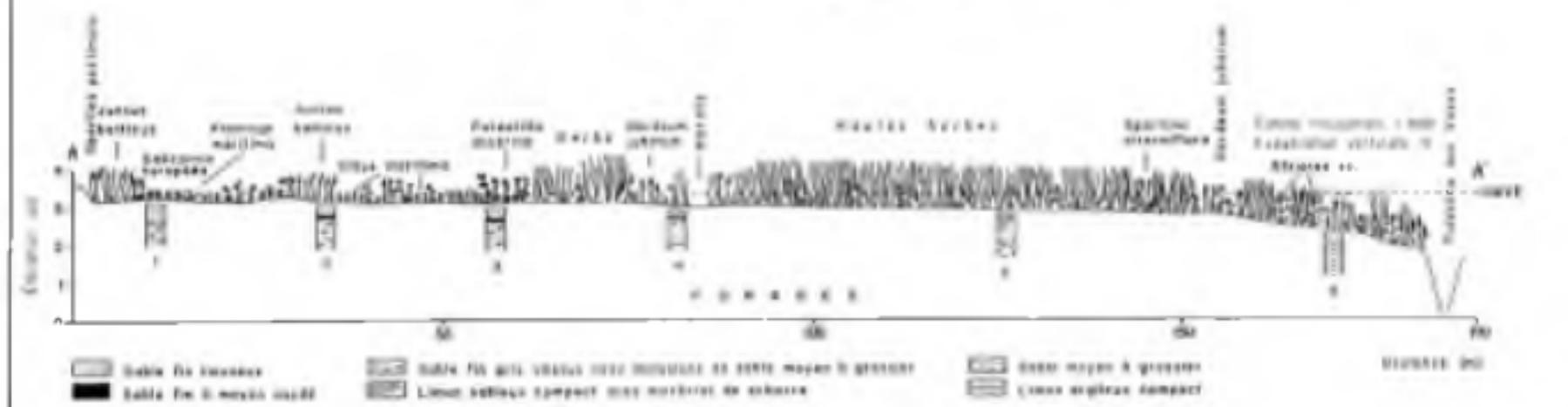
ruisseau aux Vases dans la baie Saint-Paul. Elle signifie donc que le niveau moyen de l'eau dans l'estuaire moyen était descendu et qu'il devait se trouver, à cette époque, à la hauteur de la plage actuelle soit environ 1,26 m plus élevé que le niveau présent. Cette hypothèse est corroborée par les datations obtenues au niveau de la coupe du ruisseau du Milieu qui viennent appuyer l'idée d'un plan d'eau plus élevé ayant sévit dans l'estuaire vers 1300 BP. D'autres travaux effectués le long de la rive sud de l'estuaire moyen du Saint-Laurent au niveau du schorre supérieur ont fournis un âge ^{14}C d'environ 300 ans BP pour cette entité morphologique (DIONNE, 1990b). Le schorre supérieur de Baie-Saint-Paul est donc, en comparaison, l'un des premiers à s'être formé dans l'estuaire moyen.

En fonction de l'altitude à laquelle l'échantillonnage a été effectué, de l'âge obtenu par radiochronologie à la base du schorre et de l'épaisseur du matériel organique au site de forage, il a été possible de calculer un taux moyen d'accrétion verticale pour le schorre supérieur du ruisseau aux Vases de 0,65 mm/an. Ce taux est très faible, mais comparable à celui de d'autres sites du Saint-Laurent estuarien (ALLARD, 1981; SÉRODES et DUBÉ, 1983; QUILLIAM, 1987; QUILLIAM et ALLARD, 1989; DIONNE, 1990) ainsi qu'à Montmagny et Rivière-du-Loup (DIONNE, inédit et 1986). Cette différence s'explique soit par la faible proportion du temps de l'année pendant laquelle le marais supérieur est inondé soit environ 12% à la cote de 3,3 m d'altitude (BONENFANT, 1986), soit par le rôle de barrière naturelle que joue le cordon éolien littoral fermant l'entrée du marais supérieur. Ce bourrelet sableux qui s'élève à plus de 4,0 m d'altitude freine, en effet, l'activité des vagues de tempêtes lesquelles ne peuvent entrer que par le corridor du ruisseau aux Vases. Comme l'apport de sédiments fins au niveau du marais du ruisseau aux Vases, dans ce secteur du moyen estuaire, provient surtout des vagues de tempêtes lors des marées hautes, il s'ensuit une faible sédimentation, puisque la charge sédimentaire est alors abandonnée à l'intérieur même du ruisseau.

3.5.1 Le profil topographique du marais supérieur

Le schorre supérieur a aussi fait l'objet d'un nivellement (fig.51) à environ 200 m au nord de la coupe stratigraphique n° 12. Un point coté servant de repère géodésique (Bench mark) a d'abord été établi en bordure de la terrasse Mitis dans sa section orientale située au contact avec le schorre afin d'y rattacher toutes les mesures d'élévation. Ce repère, qui s'élève à 3,85 m au-dessus du niveau moyen de l'eau, a aussi permis d'établir avec précision le niveau d'eau atteint lors d'une grande marée de vive-eau par rapport au niveau prédit au port de référence de Pointe-au-Père. Des forages furent aussi effectués à intervalle régulier tout le long du profil dont la longueur totale, jusqu'au ruisseau aux

FIGURE 51
 Profil morpho-sédimentologique
 et topogéomorphie végétale du marais supérieur
 du ruisseau des Vases



Vases, atteint 185 m, mais seulement six ont été retenus afin de montrer la répartition des dépôts de surface dans ce secteur du marais (fig.51).

L'examen du profil topographique levé sur le schorre supérieur du ruisseau aux Vases révèle d'abord une surface relativement horizontale s'inclinant faiblement en direction ouest, vers le ruisseau (marigot ?). Quant aux forages qui ont été effectués à 10 m, 34 m, 57 m, 80 m, 125 m et 170 m de distance à partir de la balise (Bench Mark), ils montrent peu de variabilité dans la stratigraphie composant les premiers 125 cm.

Le premier forage, effectué à partir du sommet d'un léger bombement du schorre, montre un dépôt de sable fin atteignant 60 cm d'épaisseur qui recouvre un sable fin vaseux contenant des inclusions de sable moyen à grossier d'épaisseur identique. Une mince couche de vase (1 cm) vient coiffer cette séquence. Les forages 2 et 3 montrent des séquences stratigraphiques semblables. Ainsi, on y retrouve dans l'unité de surface 30 cm de sable limoneux recouvrant 10 cm de sable oxydé, légèrement induré, relié à un niveau d'eau préférentiel. La base de ces coupes est caractérisée par un dépôt de sable vaso-limoneux variant de 75 cm à 90 cm d'épaisseur. Les forages 4 et 5 montrent 70 cm à 80 cm de limon sableux compact à très compact dans lequel s'incorpore le matériel de schorre. En dessous de ce matériel, on retrouve dans la cinquième coupe 40 cm de sable grossier avec petits cailloux ressemblant à un dépôt de plage. Il s'agit probablement d'une levée, forme occasionnelle rencontrée dans les marais intertidaux. Une de ces levées, arquée, est d'ailleurs perceptible au niveau du schorre supérieur situé sur la rive est de la rivière du Gouffre.

Compte tenu de sa position stratigraphique, ce matériel aurait été recouvert de vase intertidale associée au cycle des grandes marées prévalant dans la baie Saint-Paul, qui serait actuellement responsable de la mise en place des sables limoneux au site de la coupe n° 12. Néanmoins, on peut affirmer qu'il y a environ 1160 ans BP une plage dont le sommet se situe aux alentours de 2,0 m d'altitude devait exister dans ce secteur du marais actuel du ruisseau aux Vases. L'existence de cette plage vient appuyer l'idée d'un bas niveau marin qui aurait existé dans l'estuaire moyen avant cette date. Le forage 6 situé au niveau du lit majeur à 15 m du ruisseau, là où la pente du marais s'accroît, montre depuis la surface un horizon de 20 cm de sable fin limoneux riche en racines. Ce dépôt recouvre 100 cm de limon argileux gris-bleu, compact, dans lequel on retrouve aussi depuis l'unité supérieure la présence de racines éparses. Cette séquence qui est caractérisée par une décomposition très lente du matériel organique attribuable à un taux de submersion plus élevé correspond à un faciès de schorre.

3.5.2 La toposéquence végétale

La figure 51 montre la répartition générale des plantes littorales à la surface du schorre supérieur du ruisseau aux Vases. On remarque que l'étalement des groupements végétaux recensés s'effectue en fonction du temps de submersion. Ainsi, l'étage supérieur localisé entre le repère géodésique (BM) établi et une marelle d'environ 2,5 m de largeur, que recoupe le transect vers 85 m, est caractérisé par une diversité d'espèces dont la hauteur est plutôt faible mais pouvant supporter des taux de salinité élevés telles que Salicornia europaea L. (Salicorne d'Europe), Glaux maritima L. (Glaux maritime), Potentilla anserina L. (Potentille ansérine) et aussi Plantago juncoïdes Lam. ou maritima (Plantain maritime). L'étage inférieur qui s'étend sur 100 m jusqu'au ruisseau est caractérisé surtout par des hautes herbes où on y retrouve des plantes résistant à de fortes salinités telles que Spartina alterniflora Loisel. (Spartine alterniflore), Hordeum jubatum L. (Orge agréable) et Atriplex sp. dont la variété est probablement hastata L. (Arroche hastée).

Cette démarcation nette entre les deux étages de la toposéquence végétale du marais est à la fois due à l'effet altitudinal qui régit les temps de submersion aux différents points du profil (fig.52) et l'effet du micro-relief qui amène des discontinuités locales au niveau de la toposéquence, phénomène surtout apparent sur l'étage supérieur. Le dernier facteur responsable de la répartition des espèces à la surface du schorre est l'apport d'eau douce provenant du ruisseau aux Vases. Cependant, le débit très faible de ce cours d'eau (BONENFANT, 1986) lié au lit mineur, limite l'influence qu'il pourrait exercer au niveau de la création d'essences d'eau douce. D'après les observations faites, ce ruisseau semble plutôt se comporter comme un marigot; submergé lors des marées hautes et jamais à sec à marée basse. Les groupements végétaux actuels visibles dans le marais sont donc répartis en fonction de la salinité comme à l'île aux Coudres (ALLARD et BRODEUR, 1982).

Concernant le niveau d'enneigement du schorre supérieur du ruisseau aux Vases, le long de ce profil, des mesures ont été effectuées en date du 26 octobre 1988. Lors de cette journée, la marée prédite à 14h25 au port de référence de Pointe-au-Père était de 4,7 m correspondant à une haute mer de vive-eau (PÊCHES et OCÉANS CANADA, 1988 p.9). Compte tenu de l'altitude de la marée moyenne dans la baie Saint-Paul (3,57 m) et de l'élévation du plan d'eau atteint lors de cette journée d'automne (3,30 m) par rapport au zéro géodésique, c'est donc à une grande marée de 6,87 m mesurée à 17h45, laquelle a été accompagnée, en après-midi, par des vents moyens de 15 km/hre avec rafales à 40 km/hre en provenance du sud-ouest auquel la baie fut soumise à cette date.



Fig. 52 Aperçu de la végétation sur l'étage supérieur du marais du ruisseau aux Vases dans la zone des groupements à *Salicornia* et *Potentilla*. Plus élevée, cette section du schorre supérieur est colonisée par des plantes herbacées. Les flèches indiquent l'emplacement des tiges aux sites de forage. (3 septembre 1988)



Fig. 53 Vue du nivellement effectué sur le bas estran à l'est de la rivière du Moulin face au schorre supérieur du ruisseau aux Vases. Le transect emprunte une direction 135° SE. (3 septembre 1988)

3.6 Les dépôts de la zone intertidale actuelle (bas estran)

La séquence du ruisseau aux Vases se poursuit au niveau du bas estran où trois forages levés à l'est de la rivière du Moulin, le long d'un profil topographique (fig.54) au droit du schorre supérieur (coupe n° 12), ont permis d'établir la stratigraphie des dépôts de surface à l'intérieur de la zone intertidale. Cependant, seules les coupes localisées à 275 m et à 1023 m de la ligne de rivage actuelle (coupes n° 13 et 14, fig.7), le long du transect orienté 135° NO-SE (fig.53), ont été retenues aux fins de l'étude. En plus de fournir le profil du schorre inférieur visible à cet endroit de la baie Saint-Paul et de la slikke adjacente, le nivellement fournit aussi le début de la zone à blocs ainsi que les sites de forage et la profondeur à laquelle du matériel organique trouvé a fait l'objet d'échantillonnages (fig.54).

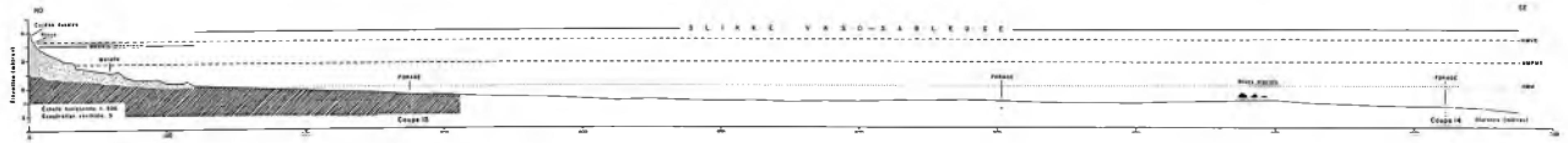
3.6.1 La coupe de la haute slikke

La coupe n° 13 débute à 3,03 m au-dessus du zéro des cartes marines. Deux unités forment l'ensemble de cette coupe qui a été faite à 155 m de la frange externe du schorre inférieur (fig.55). À cet endroit, le substrat est composé de sable très fin à fin limoneux stratifié en lits minces (rythmites) excédant 125 cm d'épaisseur. On a trouvé, intercallée dans le dépôt, une couche de matériel organique relique.

Le sédiment limoneux qui apparaît à 108 cm sous la surface de la slikke (unité 1) possède, à cet endroit du profil, une puissance inconnue. L'argile de la mer de Goldthwait qui constitue le substrat de la baie n'a pu être rejointe à ce site. Toutefois, dans une coupe effectuée à la même latitude face aux cordons éoliens situés à l'est du boisé littoral, les sédiments argileux sont visibles à partir de 35 cm de profondeur (BONENFANT, 1986; BONENFANT et ALLARD, 1987). Dans les sédiments limono-sableux stratifiés de l'unité n° 1, qui semblent correspondre à un dépôt intertidal lié à une transgression marine, des bouts de bois ont été prélevés vers 110 cm de profondeur (fig.55). Une datation au radiocarbone obtenue sur ces macro-restes a fournie un âge de 4330 ± 90 BP (UL-701). La position stratigraphique qu'occupe cet échantillon près du plancher de l'unité, en dessous de la couche organique, met en évidence une transgression du niveau relatif de la mer dans la baie Saint-Paul qui aurait débuté vers 4420 ans BP. À ce stade, on peut donc supposer qu'un bas niveau marin devait prévaloir dans ce secteur de l'estuaire au cours de la période variant entre 4450-4500 BP. Ainsi, la date obtenue a permis de calculer un taux d'accrétion verticale de 0,25 mm/an au niveau du bas estran face au schorre supérieur. La sédimentation plus faible dans ce secteur de la baie par rapport à la zone périphérique rend compte d'un milieu à plus forte énergie, phénomène déjà évoqué par Bonenfant (1986) et

FIGURE 54

Profil de la zone intertidale en face du marais supérieur du ruisseau aux Vases



BAS ESTRAN

(est de la rivière du Moulin)

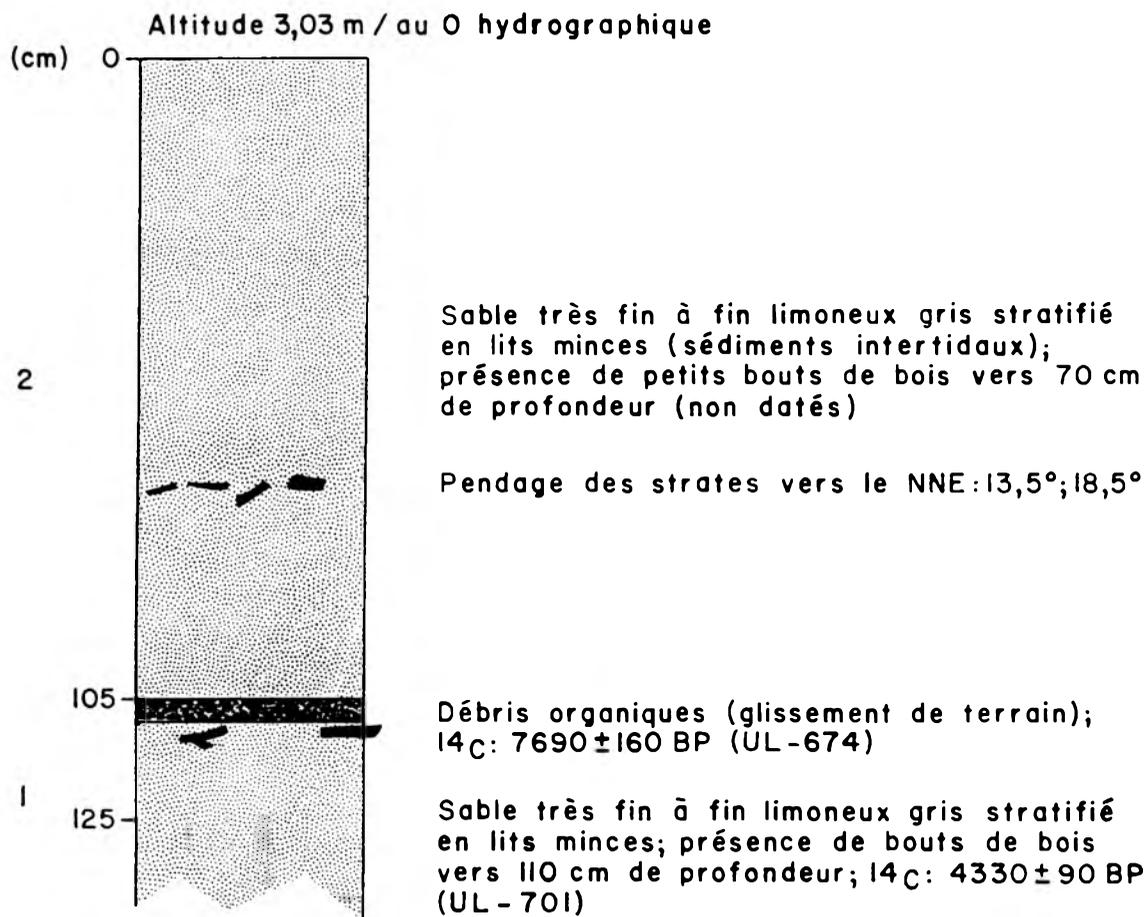


FIGURE 55. Stratigraphie des dépôts au niveau du bas estran en contrebas du schorre supérieur du ruisseau aux Vases.

explique que la zone intertidale, à ce site, forme une légère dépression. Plusieurs auteurs ont déjà émis l'idée d'un niveau marin plus bas que l'actuel vers 4450 BP (FAIRBRIDGE, 1961; HARRISON et LYON, 1963; SHEPARD, 1964; JELGERSMA, 1966; MILLIMAN et EMERY, 1968; MÖRNER, 1969; DEPRATTER et HOWARD, 1981, 1983; BELKNAP et HINE, 1983). Au Québec, Dionne (1985a) fait part du phénomène inverse qui se serait produit le long de la rive sud du Saint-Laurent. En effet, la date ^{14}C de Dionne (1988d) à Montmagny: 4660 ± 90 BP (UL-52), obtenue au sommet d'une couche de tourbe, marque plutôt la fin d'une submersion autour de 4500 ans BP. À ce moment, le niveau marin était à + 8 m au-dessus du bas niveau actuel. Donc, il y aurait eu déphasage entre les rives.

Selon Dionne (1988c et d), le niveau de 8-10 m sur la rive sud de l'estuaire aurait été construit durant la phase de transgression apparue vers 5800 BP. Cette transgression marine avait déjà été proposée par Dionne (1985b) pour la rive sud de l'estuaire moyen. Toutefois, la durée de cette phase transgressive n'est pas encore connue avec précision.

Dans la baie Saint-Paul, l'hypothèse d'une transgression marine qui pourrait avoir débutée vers 4420 BP s'appuie sur la présence d'une couche de débris organique, compact, d'une épaisseur de 3 cm apparaissant à 105 cm de profondeur. Ces débris ont donné un âge ^{14}C de 7690 ± 160 BP (UL-674), lequel est corrélable avec la date de 7520 ± 120 BP (UL-597) obtenue sur les bouts de bois qui ont été prélevés dans les argiles basculées, visibles sous le niveau de 8-10 m (coupe n° 7, fig.35). Compte tenu de l'âge radiocarbone de 4330 ± 90 BP obtenu sur les bouts de bois en dessous, on peut affirmer que la mise en place de la couche organique trouvée au niveau du bas estran, sous le niveau de la slikke actuelle, résulte du glissement de terrain ayant incisé la terrasse de 20-35 m et qu'il s'agit donc d'un substrat composé de colluvions. Cependant, à la lumière des observations faites à l'intérieur de la baie Saint-Paul, les sédiments fins de la mer de Goldthwait, sous-jacent à la couche de débris organique, impliqués dans ce glissement de terrain et qui ont été colmaté à l'embouchure de la vallée ont, vraisemblablement, été déblayés puisque le dépôt de l'unité 1 est considéré comme d'origine intertidale. De plus, le fait que cette couche semble se retrouver également aux sites de forage 2 et 3 à des profondeurs respectives de 50 cm et 60 cm (fig.54), sans discontinuité apparente, vient renforcer l'hypothèse d'une submersion dans la basse vallée du Gouffre vers 4420 BP. Ainsi, l'unité de surface qui est aussi composée de sédiments intertidaux (unité 2) résulterait de la même transgression survenue dans l'estuaire moyen à cette époque. C'est suite à l'élévation du plan d'eau que la couche organique aurait alors été fossilisée sous les sédiments intertidaux. Quant à l'amplitude de cette transgression survenue vers 4500 BP, elle aurait atteint 10 m.

Bien que la durée de cette transgression ne soient pas encore connue à ce stade, les données recueillis jusqu'à présent permettent néanmoins d'affirmer que le niveau de 8-10 m à Baie-Saint-Paul a été formé après 4420 BP. L'écart de 330 ans qui existe avec la datation de Dionne (1988d) pourrait donc résulter d'un léger déphasage dans la submersion des deux rives, la rive sud ayant été ennoyée avant la côte de Charlevoix.

3.6.2 La coupe de la basse slikke

La coupe n° 14 qui expose les sédiments de la basse slikke à proximité de la rivière du Moulin (fig.7 et 54) a été faite à environ 1023 m de la ligne de rivage actuel. D'une profondeur de 75 cm seulement, la tranchée creusée a permis d'observer trois unités lithostratigraphiques. Le sommet de la séquence se termine à 2,07 m au-dessus du zéro marégraphique (fig.56). Il a été impossible d'excaver plus profondément en raison du flot.

À la base, on observe d'abord un dépôt de sable moyen à fin limoneux (stratifié ?) probablement holocène. Ce dépôt qui s'apparente à un faciès intertidal pourrait, en fonction de sa position, être rattaché au glissement survenu en milieu subaquatique il y a environ 7520 ± 120 BP (UL-597). Cette unité est coiffée par une couche organique de 3 cm d'épaisseur qui a été trouvée à 60 cm de profondeur. Cette couche n'est malheureusement pas datée. La deuxième unité est constituée d'un sable moyen à grossier de 22 cm d'épaisseur contenant des bouts de bois non datés, eux aussi. Ce dépôt qui renferme des traces d'oxydation s'apparente à un faciès de slikke sableuse. Bien qu'aucun des macro-restes de cette unité n'ait fait l'objet d'une analyse radiocarbone, ils semblent correspondre à des laisses de marée. Ils pourraient donc être d'âge récent. Cette hypothèse s'appuie sur la présence d'un deuxième horizon organique visible à 35 cm de profondeur lequel a été daté à 710 ± 70 BP (UL-675). Dionne (comm.pers.) fourni l'hypothèse d'un radeau de schorre délesté lors de la période glacielle pour expliquer la présence de cette couche organique, qui aurait été enfoui sous les sables et graviers de la slikke sableuse actuelle, correspondant à l'unité n° 3. Cette idée ne fait, toutefois, pas l'unanimité parmi tous les chercheurs. En surface, un mince placage de vase fraîche voile le substrat sableux qui est composé d'un sable moyen à grossier avec matrice limoneuse et petits graviers.

En effet, selon Govare et Gangloff (1986), il y aurait eu à cette époque une période de glissements de terrain affectant toute la vallée de la rivière du Gouffre vers 770 ± 100 BP/ 720 ± 60 BP durant laquelle des sols et des troncs ont été fossilisés. Au même moment, il se peut qu'une transgression mineure se soit produite dans l'estuaire moyen (GOVARE, 1988 comm.pers.). D'autres recherches menées sur l'Holocène récent font

BAS ESTRAN

(à l'est de la rivière du Moulin)

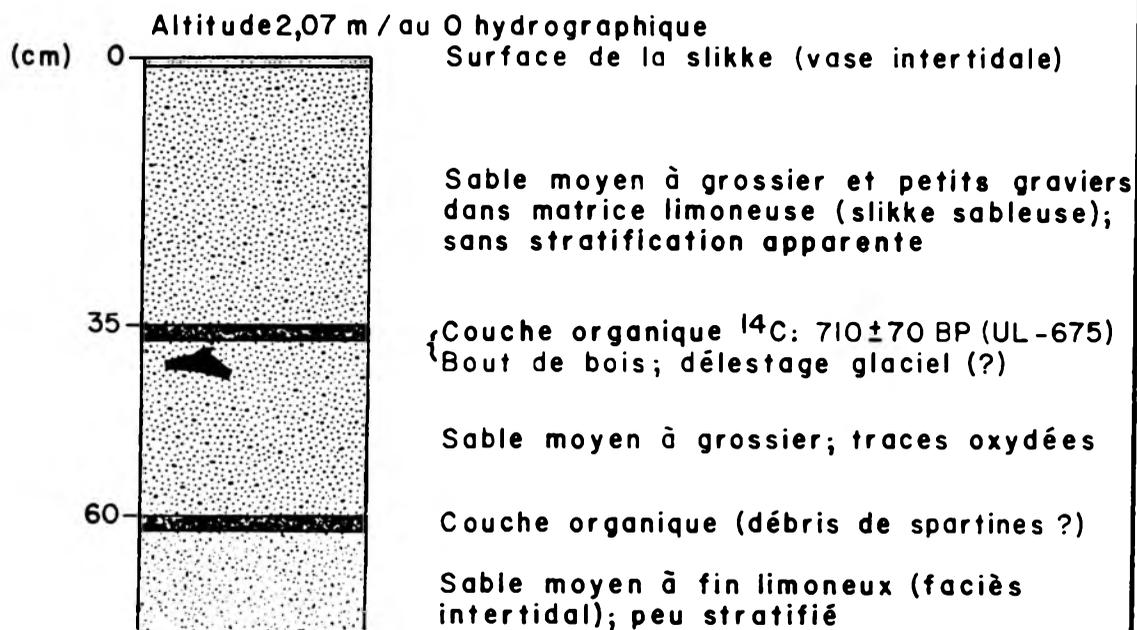


FIGURE 56. Stratigraphie des dépôts au niveau du bas estran à environ 1023 m en aval du rivage actuel de la baie Saint-Paul.

mention d'une transgression marine aux environs de 1000 BP qui aurait provoqué des glissements: "Towards the margins however, evidence of a second emergence is provided by cliff-retreat, bottom scouring and sand invasion. A date for a critical point in this regression is 700 B.P.,..." (FAIRBRIDGE, 1961 p.172).

Compte tenu de la latitude où a été trouvé le matériel organique près du centre de la baie, en aval de la zone à blocs qui est légèrement bombée (fig.54), et de son éloignement des versants de la vallée, rend peu probable la présence de matériel de glissement récent aussi éloigné des versants de la baie. Cette couche organique qui semble se poursuivre sous le dépôt sableux exclue aussi la possibilité du délestage glaciaire. Une recrudescence du froid vers l'an 1000 BP aurait, alors, pu très bien amener la formation d'un marais à spartines à ce niveau dans la baie.

3.7 Formation et érosion du schorre inférieur

La baie Saint-Paul est caractérisée par la présence, en contrebas du marais supérieur du ruisseau aux Vases, d'un schorre inférieur adjacent à la haute slikke. En face du boisé, on le trouve au pied du cordon littoral (haut de plage), c'est-à-dire à la partie supérieure de l'estran (fig.7). Il s'agit d'une frange étroite d'une centaine de mètres de largeur dont la partie externe face au schorre supérieur est fortement affectée par l'érosion comme on peut le voir sur la figure 7. Très échanquée, la micro-falaise du schorre atteint par endroit un mètre de hauteur (BONENFANT, 1986; BONENFANT et ALLARD, 1987). Le tapis végétal est composé de spartines (*Spartina alterniflora*) sauf dans sa partie supérieure, légèrement plus élevée, où l'on trouve aussi *Scirpus americanus* (scirpe d'Amérique) et d'autres plantes littorales.

L'épaisseur des sédiments (faciès de schorre) qui excède rarement 60 cm dans la partie externe, consiste en un sable fin limoneux stratifié en lits minces et contenant d'abondants restes végétaux. Cette unité repose en non conformité sur un substrat limono-argileux (rythmites) qui, à plusieurs endroits, a été perturbé et déformé (fig.57 et 58). Les strates inclinées de direction nord-est à 13,5° et 18,5° qu'on peut apercevoir à la marge du schorre ont des pendages variant de l'ordre de 25° à 40° sud-ouest (Fig.58). Ces argiles basculées qui n'étaient plus visibles sous le marais supérieur dû au colmatage de la cuvette originelle par les argiles associées à l'invasion marine survenue avant 4500 BP, laisse supposer que le cordon éolien qui s'élève à 4,07 m dans ce secteur de la baie, en bordure



Fig. 57 Aperçu de la surface d'érosion constituée de matériel de glissement visible au front du schorre inférieur. Dans le secteur sud-ouest du haut estran, le dépôt perturbé dépasse 125 cm d'épaisseur. (24 septembre 1987)



Fig. 58 Vue rapprochée du contact d'érosion entre le tapis végétal du schorre inférieur et les argiles goldthwaitiennes basculées formant le substrat dans le secteur du ruisseau aux Vases. L'inclinaison des strates s'effectue en direction sud-ouest. (24 septembre 1987)

de la basse terrasse, a été édifié à partir de l'une des crêtes frontales du glissement ce qui expliquerait sa surélévation par rapport au marais supérieur. Le plancher du schorre inférieur est donc formé de colluvions associés à un glissement de terrain ancien provenant de la terrasse transversale de 20-35 m. Il n'y a donc pas conformité stratigraphique.

L'examen des photographies aériennes et les forages effectués au niveau du bas estran face au schorre supérieur ont permis de délimiter les nappes frontales du glissement au niveau de la zone intertidale (carte hors-texte). Il semble que seul le secteur ouest de la baie Saint-Paul, légèrement en dépression par rapport à sa moitié est, ait été affecté par ce grand glissement de terrain survenu dans la première moitié de l'Holocène.

Plusieurs bouts de bois ont été trouvés dans la micro-falaise du schorre inférieur. Deux analyses radiocarbone effectuées sur ces macro-restes végétaux ont permis d'établir l'âge approximatif du marais ainsi que son taux d'accrétion annuel depuis sa formation. Ainsi, un bois prélevé entre 50-55 cm de profondeur sous la surface du schorre a fourni un âge minimum de 220 ± 70 BP (Beta-24664) pour la formation du marais dans la baie Saint-Paul. Un autre échantillon trouvé entre 30-35 cm de profondeur a révélé un âge ^{14}C de 160 ± 60 BP (Beta-24665). En se basant sur ces deux datations, on a pu calculer un taux moyen d'accrétion du schorre allant de 1,87 à 2,27 mm/an. Ce taux d'accrétion verticale, conforme à celui d'autres sites le long du Saint-Laurent (DIONNE, 1986, 1990a et b, inédit) est d'environ quatre fois supérieur à celui mesuré pour le schorre supérieur au site de la coupe n° 12.

Les âges radiocarbone obtenus pour le schorre inférieur à Baie-Saint-Paul sont comparables avec une autre date ^{14}C de Bonenfant (1991) au Saguenay. En effet, un bout de bois prélevé à 40 cm de profondeur à la base du schorre supérieur au contact du substrat limono-argileux a donné un âge ^{14}C de 210 ± 80 BP (Beta-47391). Cette date a permis de calculer un taux d'accrétion verticale pour ce secteur de 1,9 mm/an. Il semble donc que dans ces milieux très éloignés, la formation des marais soit synchrone.

L'existence de micro-falaises en marge des schorres inférieurs qu'on retrouve partout au fond de la baie Saint-Paul (fig.59) ainsi que dans d'autres endroits de l'estuaire moyen (ALLARD, 1981; BRODEUR, 1982; DIONNE, 1986, 1988c et d, 1990b) semble indiquer une légère submersion dans l'estuaire Saint-Laurent (BRUUN, 1962; GRANT, 1970; NUMMEDIAL *et al.*, 1987). Une autre évidence de ce phénomène est observable à l'intérieur de la baie. Il s'agit des nombreuses vagues de sable recouvrant le schorre inférieur que nous pouvons apercevoir face à l'extrémité ouest du boisé littoral (fig.60).



Fig. 59 Fissure de tension créée près de la frange externe du schorre inférieur localisé en contrebas du marais supérieur du ruisseau aux Vases. Dans cette zone cette forme d'érosion provoque un recul rapide de la micro-falaise. (24 septembre 1987)



Fig. 60 Vagues de sable recouvrant le schorre (haute slikke) face au secteur sud-ouest du boisé littoral. Ce phénomène d'accumulation résulte de la formation d'un point de brisure à la frange du schorre (26 octobre 1988)

CHAPITRE 4

CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE BAIE-SAINT-PAUL

La distribution, la stratigraphie et l'analyse granulométrique des sédiments ainsi que les datations ^{14}C obtenues sur des fossiles marins, des bouts de bois et de la matière organique permettent d'esquisser l'histoire géologique récente (quaternaire) de la région. Ainsi, il est possible d'identifier, à l'intérieur de la basse vallée de la rivière du Gouffre, deux grandes phases; l'une glacio-marine de courte durée associée à la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse et la phase marine principale qui s'est étendue depuis environ 10 800 ans BP jusqu'à aujourd'hui. Cette dernière se caractérise par plusieurs variations mineures du niveau marin. Les événements enregistrés dans ce secteur de la baie durant ces phases sont résumés à l'intérieur d'un tableau chronologique comparatif (tabl.IV) tandis que les données concernant le niveau marin relatif ont permis de dresser une courbe préliminaire de l'émersion post-glaciaire dans le secteur de Baie-Saint-Paul.

4.1 La phase glacio-marine de Saint-Narcisse

Bien que la mer de Goldthwait ait laissé dans le paysage de la basse vallée du Gouffre des traces à plus de 190 m d'altitude, il y a environ 12 000 ans BP (PREST, 1969, 1973; LASALLE *et al.*, 1977; OCCHIETTI, 1982; GOVARE et GANGLOFF, 1986; DYKE et PREST, 1987), la phase glacio-marine de Saint-Narcisse marque le stade final de la submersion marine postglaciaire dans la région (OSBORNE, 1951; RONDOT, 1974; POULIN, 1977; DIONNE, 1977). Le tableau IV, basé sur les datations ^{14}C , montre la séquence des événements au Quaternaire depuis plus de 11 000 ans BP.

**TABLEAU IV - CHRONOLOGIE DES ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
DU QUATÉNAIRE, DE LA PÉRIODE FINI-GLACIAIRE
À L'HOLOCÈNE, RÉGION DE BAIE-SAINT-PAUL**

STRATIGRAPHIE		Âge ¹⁴ C Année BP	Phase	Stade et niveau marin (m)	Dépôts associés Baie-Saint-Paul	Ile aux Coudres Brodeur et Allard, 1985
HOLOCÈNE		- 0	Actuelle et Subactuelle	Rimouski	Sables éoliens Formation du marais supérieur du ruisseau aux vases	Sables éoliens Tourbière de l'île aux Coudres (récente)
		- 2 000	Phase Estuarienne	MITIS (4-6 m)	Sédiments d'eau peu profonde: Sables et limons marins (faciès intertidal)	
				Bas niveau ----- Transgression Laurentienne (8-10 m)		
		- 4 000	Phase	Bas niveau Holocène	Argile marine limoneuse basculée (glissement de terrain- colluvions)	Dépôt de tourbe (centre de l'île)
		- 6 000	Phase	Bas niveau Holocène	Argile marine limoneuse basculée (glissement de terrain- colluvions)	Dépôt de tourbe (centre de l'île)
		- 8 000	Phase	Bas niveau Holocène	Argile marine limoneuse basculée (glissement de terrain- colluvions)	Dépôt de tourbe (centre de l'île)
		- 10 000	Phase	Bas niveau Holocène	Argile marine limoneuse basculée (glissement de terrain- colluvions)	Dépôt de tourbe (centre de l'île)
Marine	100 - 120 m 150 - 170 m					
	W I S C O N S I N I E N	FINI- GLACIAIRE	- 11 000	Glacio-Marine	140 m	Till associé à la réavancée de Saint- Narcisse
Marine				Pré-Saint-Narcisse 190 m	Sables et argiles	
C O N S I N I E N	FINI- GLACIAIRE	- 12 000	Déglaciation			
			Glaciaire (extension maximale des glaces)		Till local de Baie- Saint-Paul associé au till de Gentilly (?)	
I E N	FINI- GLACIAIRE	- 18 000	Glaciaire (extension maximale des glaces)		Till local de Baie- Saint-Paul associé au till de Gentilly (?)	
I E N	FINI- GLACIAIRE	- 22 000				
MOYEN		>30 000				Glacio-lacustre ?

Dans la région de Baie-Saint-Paul, la phase glacio-marine est représentée par le till de Cap-aux-Corbeaux qui, à partir de fragments de Macoma balthica prélevés à sa base, a été daté à $11\ 100 \pm 140$ BP (UL-535) démontrant une mise en place en milieu marin. Les sédiments glacio-marins fossilifères de Cap-aux-Corbeaux (épaisseur indéterminée), qui ont été accumulés en marge de l'escarpement rocheux précambrien, face au moyen estuaire, semblent correspondre à un front morainique qui a été mis en place durant l'événement Saint-Narcisse, avant la récurrence de Rochette dont fait mention Rondot (1974). Selon Occhietti (1977), les dépôts glacio-marins associés au complexe de Saint-Narcisse datent de plus de 11 000 ans BP. La datation ^{14}C obtenue représenterait, à cet effet, un âge minimal pour le début de la phase 2 de la submersion marine dans ce secteur de la côte de Charlevoix. Toutefois, la possibilité que ce dépôt glacio-marin fossilifère puisse être rattaché au complexe de Saint-Narcisse, lequel semble coïncider avec le refroidissement mondial du Dryas III (FLINT, 1971), demeure problématique puisque Rondot (*Op. cit.*) localise la position chronologique du front morainique de Saint-Narcisse beaucoup plus au nord (fig.61). Au sud de la région, l'étape initiale du retrait glaciaire pourrait s'être effectuée suivant une orientation NE-SO d'après l'orientation des dépôts morainiques parallèles à l'épisode de Rochette, lesquels s'étirent de Baie-Saint-Paul à la Malbaie. Quant à son importance, le complexe de Saint-Narcisse ne représente qu'une réavancée mineure de la marge glaciaire (LASALLE et ELSON, 1975; OCCHIETTI, 1982). D'après une étude pollinique, cette réavancée semble en relation avec un changement climatique à la baisse survenu entre 11 000 et 10 500 BP (LASALLE, 1966). Elle aurait pris fin suite au réchauffement climatique, vers 11 000 BP, souligné par divers auteurs hors-et dans la région d'étude (EWING et DONN, 1956; BROECKER, *et al.*, 1960; CURRAY, 1961; TERASMAE, 1961; RICHARD et POULIN, 1976; GOVARE et GANGLOFF, 1986).

Le remaniement superficiel du dépôt et la position des fossiles sous les sédiments deltaïques dans la coupe de Cap-aux-Corbeaux (fig.8), permettent de croire que le till fut mis en place au contact d'une mince tranche d'eau. Selon LaSalle (1966) et Wright (1971), c'est au cours de la récurrence glaciaire de Saint-Narcisse qu'a débuté la fluctuation marine secondaire positive goldthwaitienne. Ceci vient en contradiction avec l'abaissement du niveau marin auquel faisait mention Elson (1969). Les nombreuses crêtes de plages soulevées qu'on retrouve à la surface des sédiments fluvio-glaciaires du delta de Cap-aux-Corbeaux, en dessous de 170 m d'altitude, indiquent que la submersion marine qui a suivi l'épisode de Saint-Narcisse fut au moins 20 m inférieure à la submersion initiale qui aurait atteint 190 m dans la région (RONDOT, 1974; POULIN, 1977). Selon Govare et Gangloff (1986), cette submersion aurait même atteint 210 m d'altitude.

Dans la partie sud-ouest de la vallée, près du ruisseau Verreault, on a retrouvé jusqu'à une altitude de 35 m environ d'autres sédiments glacio-marins. Déposés au contact des eaux de la mer de Goldthwait, ils se présentent sous la forme d'une terrasse de kame (carte hors-texte) qui indique une position en zone de vêlage (THOMAS, 1977). Au niveau de la coupe du Chemin de la Pointe (fig.18), le dépôt fini-glaciaire présente deux faciès appartenant à la même unité stratigraphique. Près de la base, la séquence est formée d'un till fossilifère, massif et fissile laissant deviner un écoulement en compression de la glace frontale. Par contre, le faciès associé au relief morainique, visible dans la coupe du ruisseau Verreault, est composé d'un till légèrement fissile, compact et non fossilifère, probablement lié à un écoulement en extension (OCCHIETTI, 1977) ayant prévalu vers la fin de la réavancée glaciaire. L'absence de contact d'érosion net entre les deux faciès de la coupe n° 4 ainsi que la direction NE-SO de l'écoulement glaciaire indiqué par la fabrique de till réalisée près du sommet dans la coupe du ruisseau Verreault (fig.24a), permettent de corrélérer ce dépôt au seul et même événement glaciaire de Cap-aux-Corbeaux (fig.62). Toutefois, l'âge ^{14}C de 9450 ± 130 BP (Beta-29057) obtenu sur Macoma calcarea dans le faciès glacio-marin de la coupe du Chemin de la Pointe ne correspond pas avec celui du dépôt glacio-marin de Cap-aux-Corbeaux.

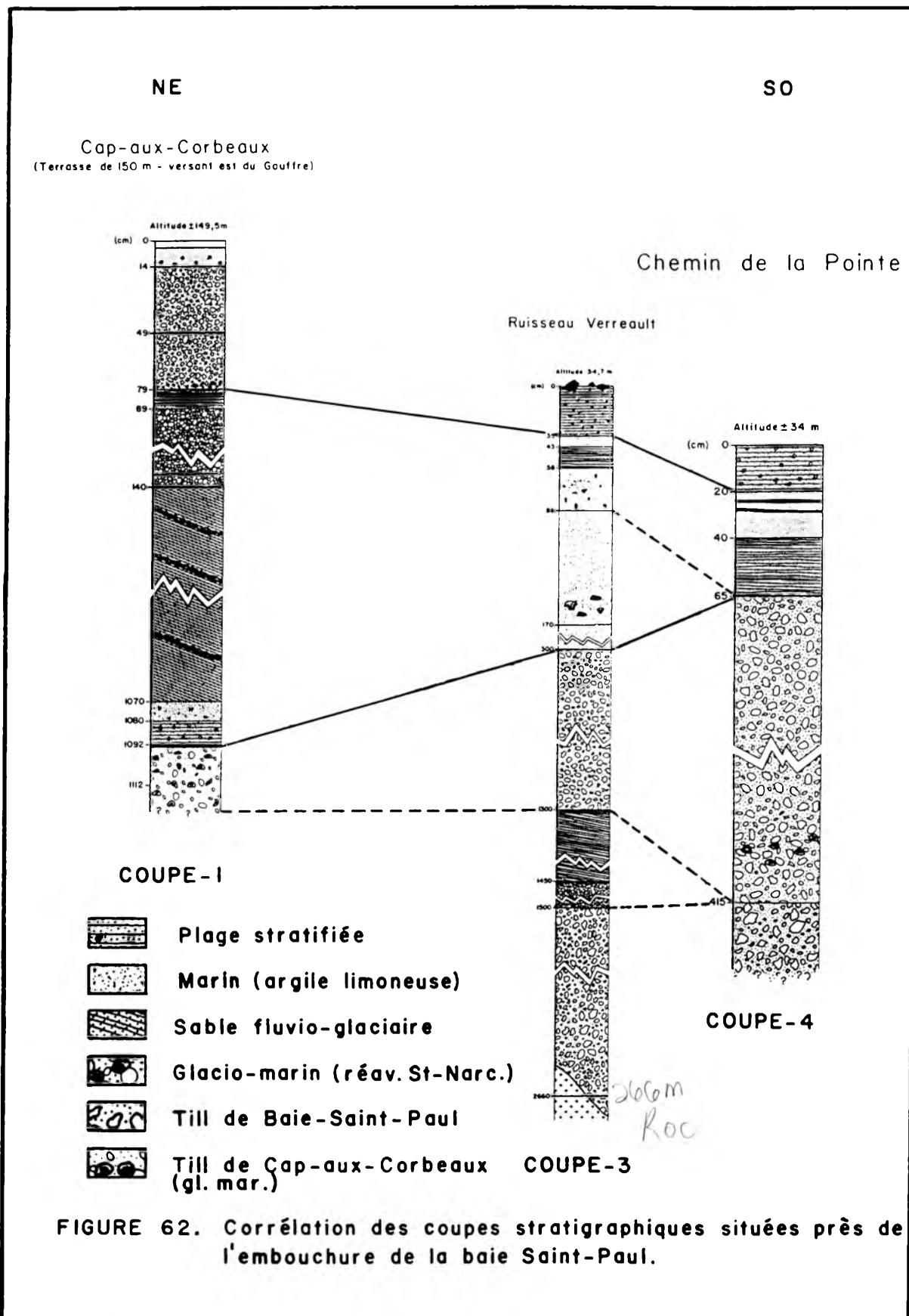
Les conditions différentes qui prévalaient dans ces milieux, au moment de la mise en place des dépôts, expliquent vraisemblablement l'écart entre ces datations. Si à la hauteur de Cap-aux-Corbeaux, la mise en place du matériel glacio-marin s'est effectuée en milieu littoral, elle a été tout autre au fond de la baie. Ici, on peut supposer que, sous l'effet de la poussée glaciaire qui empruntait une direction NNE allant à NE, des placages de till en écaille ont été déposés contre le versant ouest au niveau de la baie Saint-Paul. Dans la région, ce phénomène peut aussi être observé au nord de Saint-Urbain (RONDOT, 1974). De la glace résiduelle aurait alors pu persister. La tranche d'eau devait être aussi beaucoup plus importante. Celle-ci, estimée entre 40 et 60 m d'épaisseur, lors du retrait glaciaire de la région, a contribué au développement d'une terrasse de kame dans ce secteur de la vallée. Cette terrasse laisse supposer qu'un front morainique parallèle à l'estuaire passant par le village de Cap-aux-Corbeaux et le site de la séquence du ruisseau Verreault, obstruait la baie Saint-Paul vers $11\ 100 \pm 140$ BP. Le retrait glaciaire de Cap-aux-Corbeaux peut donc être considéré comme le premier épisode de la récurrence de Saint-Narcisse puisque le deuxième tronçon morainique, lié au retrait glaciaire de Rochette, est non daté.

Le nouveau tracé du retrait glaciaire, situé à environ 8 km plus au sud (fig.61), permet de croire à un recul rapide et régulier de la glace, à cette époque, suivant une bande



FIGURE 61. Position approximative du front morainique de Cap-aux-Corbeaux lors du retrait glaciaire initial de Saint-Narcisse.

Cap-aux-Corbeaux
 Branche
 Sens du flux glaciaire
 Position du front morainique de Saint-Narcisse selon Rondot, 1974
 A, B Étapes de retrait de la glace
 Nouvelle limite du retrait glaciaire datée à 11 000 BP



parallèle au fleuve tel que proposé par Rondot (1974). La terrasse de kame accolée au versant droit de la vallée (carte hors-texte) laisse aussi supposer qu'un lobe de glace flottante devait s'avancer quelque peu à l'intérieur du moyen estuaire avant 11 100 BP. La persistance d'un lobe de glace au fond de la baie aurait pu très bien empêcher les eaux marines goldthwaitiennes d'entrer en contact avec le till pendant une période prolongée, si l'on tient compte en plus de l'existence d'un "Petit âge glaciaire" qui aurait sévit entre 11 000 et 10 500 BP (FAIRBRIDGE, 1961; LASALLE, 1966) favorisant le maintien de ce lobe. Cependant, rien n'indique, jusqu'à présent, quel aurait été l'extension maximale de ce lobe. Peut-il avoir atteint l'estuaire moyen et bloqué partiellement l'écoulement fluvial au cours de cette période? Si l'on en juge par la position en marge du bouclier où a été trouvé le matériel glacio-marin de Cap-aux-Corbeaux et par l'altitude actuelle du till fissile visible dans la coupe du Chemin de la Pointe, il est plus que probable qu'une plate-forme de glace flottante de faible épaisseur s'avancait légèrement à l'intérieur du Chenal du Nord, il y a environ 11 240 ans BP (fig.61). Par conséquent, la nouvelle date obtenue sur le dépôt glacio-marin de Cap-aux-Corbeaux fournirait un temps de déglaciation d'environ 1240 ans à partir de la côte de Charlevoix jusqu'au lac Saint-Jean, où les dates varient aux alentours de 10 000 ans BP (DIONNE, 1972b, 1977) et peut-être moins si l'on considère la datation de $10\,250 \pm 350$ BP (Gif-424) fournie par LaSalle et Tremblay (1978) sur des coquillages prélevés à 111 m d'altitude à Saint-Jérôme. Cet intervalle est donc plus long que celui de 800 ans proposé par Lasalle et Rondot (1967).

4.2 La phase marine goldthwaitienne

Au début de la submersion post-Saint-Narcisse, la mer de Goldthwait a inondé la vallée de la rivière du Gouffre jusqu'à la cote de 170 m. Durant son séjour, elle a laissé, à différents niveaux, des marques de son passage (terrasses, crêtes de plage soulevée, blocs glaciels, dunes). Plusieurs de ces formes du littoral perché ou des phénomènes créés au cours de son abaissement progressif ont pu être datés. Ces datations permettent d'établir une courbe d'émersion des terres schématisant ainsi les étapes du retrait de la mer dans la région jusqu'au niveau actuel (fig.65).

4.2.1 Les hauts deltas

Un âge radiocarbone de $10\,600 \pm 140$ BP (UL-700) obtenu sur des fossiles de Macoma balthica et Hiatella arctica prélevés à 76,9 m d'altitude, au pied du talus de la

haute terrasse de 100-120 m (coupe du Rang Saint-Laurent, fig.11), coïncide à cet effet, avec le début de la phase II du goldthwaitien dans la vallée du Gouffre (tabl.IV). Cette date indiquerait une remontée isostatique de 12,38 cm/an au niveau du versant est de la vallée du Gouffre depuis le début de la phase glacio-marine liée à l'épisode Saint-Narcisse. Le taux séculaire moyen du relèvement au cours des 500 premières années qui ont suivi la disparition de la glace des hauts plateaux avoisinants a donc atteint 12,38 m, ce qui est 2,75 fois plus rapide que le taux mesuré par Govare et Gangloff (1986) aux Éboulements pour la période comprise entre 11 000 et 9500 BP. C'est durant cette phase supérieure du Goldthwaitien II de Dionne (1977) que le haut delta de Cap-aux-Corbeaux dont le sommet, à sa marge sud-est, culmine à 149,5 m d'altitude a été édifié (fig.63). Les dépôts deltaïques examinés entre 100 m et 120 m d'altitude, qu'on retrouve de part et d'autre de la vallée au sommet de la séquence du Rang Saint-Laurent, sur la rive est de la vallée, et le long de la rivière du Gouffre Nord-Ouest, perché à la même altitude le long du versant ouest de la vallée (fig.64), édifiés au milieu de cette phase, soit vers 10 600 BP sont synchrones. Les altitudes des différents deltas fluvio-glaciaires indiquent que la limite marine maximale dans la région, à cette époque, s'est abaissée de 170 mètres, au site de Cap-aux-Corbeaux, à 100 mètres, dans la vallée à la hauteur du village de Baie-Saint-Paul.

La première période de morphogénèse qui a marqué la basse vallée de la rivière du Gouffre se termine par une diminution de près de moitié dans la vitesse de relèvement isostatique. Dans la séquence du ruisseau Verreault, une datation radiocarbone de 9950 ± 130 BP (UL-524) obtenue sur des coquillages mélangés (thanatocénose) prélevés à environ 33,2 m d'altitude dans une argile limoneuse (fig.17), fournit un âge minimum pour la mise en place de la formation. Le taux de relèvement calculé à partir de cette date ^{14}C est de 6,72 cm/an, soit deux fois moins rapide qu'au début de la phase glacio-marine. Contrairement au versant est, plus abrupt, qui a été libéré plus vite de sa couverture glaciaire, des conditions propices favorisant l'existence d'une glace résiduelle le long du versant ouest semblent avoir ralenti l'exondation du relief dans ce secteur de la baie à cette époque. Pour cette raison, on ne peut tenir compte de ce taux qui met en évidence deux modes de déglacement bien différents survenus dans la baie Saint-Paul. Cette hypothèse est vérifiée si l'on utilise la datation de $10\ 000 \pm 170$ ans BP (QU-73) obtenue par Rondot (1974) sur des coquillages en place prélevés à 60 m d'altitude, 8 km au nord de Baie-Saint-Paul. Ainsi, en admettant que les niveaux de 76,9 m et de 60 m soient bien datés, le relèvement isostatique réel le long du versant est de la vallée du Gouffre aurait été d'environ 2,82 cm/an entre 10 600 et 10 000 BP. C'est donc une chute brutale de presque 4,5 fois du taux de relèvement qui a caractérisé le versant est de la baie Saint-Paul à cette époque.



Fig. 63 Aperçu de la terrasse de 170 m visible dans le secteur de Cap-aux-Corbeaux. La clôture située à l'emplacement d'une crête de plage soulevée marque la limite approximative de la submersion marine post-Saint-Narcisse. Vue vers le sud-est. (25 juillet 1987)



Fig. 64 Replat inférieur du delta de la rivière du Gouffre Nord-Ouest. Notez le contact entre la couche sableuse superficielle reposant en conformité sur les lits obliques rendus visibles par l'alternance des sables et galets. L'inclinaison des strates s'effectue vers le centre de la vallée de la rivière du Gouffre. (8 octobre 1987)

L'hypothèse d'un lobe de glace, qui aurait persisté de ce côté de la baie Saint-Paul, est confirmée par une datation radiocarbone plus récente obtenue sur Macoma calcarea pour le matériel glacio-marin situé à la base de la coupe du Chemin de la Pointe (fig.18) et par la présence d'une terrasse de kame de ce côté de la vallée (zone de vèlage). L'âge ^{14}C de 9450 ± 130 BP révèle que la terrasse de 35-50 m était submergée à cette époque alors que 3 m à 4 m plus bas, la glace recouverte de matériel morainique lié à la réavancée de Saint-Narcisse empêchait encore les eaux marines goldthwaitiennes d'entrer en contact avec le talus en dépôt meuble. Le versant ouest de la baie Saint-Paul est donc resté enseveli sous une glace résiduelle jusqu'à la fin du Goldthwaitien II. Le relèvement isostatique s'est donc effectué selon des vitesses différentielles de part et d'autre de la rivière du Gouffre. Les profils topométriques réalisés de chaque côté de la vallée montrent très bien l'altitude plus élevée des terrasses inclinées qui sont adossées au versant est.

C'est durant cette phase du Goldthwaitien II de Dionne (1977) marquée par un ralentissement dans l'émersion de la vallée du Gouffre, contraire à la courbe proposée par Govare et Gangloff (1986) qui montre un relèvement de 4,5 m/siècle au cours de la période de 11 000-9500 BP, que les terrasses inclinées furent construites recouvrant ainsi le till lié à la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse. Plusieurs crêtes de plage soulevée ont également été formées durant cet épisode. Ces crêtes ont été développées parallèlement à l'orientation NO-SE qu'emprunte le corridor structural (carte hors-texte). L'organisation de ces crêtes dans l'espace laisse deviner un retrait des eaux marines qui s'est effectué de façon régulière jusque vers 9000 ans BP.

4.2.2 Les glissements de terrain

La deuxième période de morphogénèse qu'a connu la basse vallée de la rivière du Gouffre, fait suite à une déglaciation tardive qui a limité la submersion dans le secteur sud-ouest de la baie au début de la phase transgressive. Dans la baie Saint-Paul, cette période débiterait aux environs de 9320 ans BP, en fonction de la date obtenue sur le matériel glacio-marin de la coupe du Chemin de la Pointe, et prendrait fin vers 7400 ans BP. Associés au Goldthwaitien III de Dionne (1977), qui persiste depuis 8000 BP, les sédiments d'eau profonde mis en place au cours du Goldthwaitien II ont été soumis à un fort taux d'érosion, lors de l'abaissement du niveau marin dans l'estuaire, aux endroits où l'accumulation des sables et argiles marines fut importante. Il en a résulté plusieurs glissements de terrain tout le long de la rivière du Gouffre qui ont remblayé une grande partie de la vallée (MAWDSLEY, 1927; CHAGNON, 1969; LAJOIE, 1981; GOVARE et GANGLOFF, 1986; FILION *et al.*, 1991).

Comme on a pu le constater dans le chapitre précédent, le lambeau de la terrasse transversale recoupant la vallée, qui atteint 20 m près du village de Baie-Saint-Paul, fut le site de deux glissements (carte hors-texte). À l'endroit de l'amphithéâtre principal qui est accolé à la paroi ouest de la vallée, la surface antérieure de la terrasse s'élevait entre 25 m et 35 m d'altitude. La superficie affectée par ce glissement de terrain, soit environ 1,0 km², indique qu'il est le plus important qu'ait connu la basse vallée du Gouffre. Les radeaux argileux non liquéfiés, basculés, qu'on a trouvé sous le niveau de 8-10 m d'altitude et sous le schorre inférieur jusqu'à 1,54 m sous le niveau moyen de la mer (coupe n° 13), à l'intérieur de la zone intertidale, résultent d'un glissement s'étant produit en milieu subaquatique. Trois datations au ¹⁴C sur des bouts de bois (branches) et des débris organiques compacts (ancien tapis végétal) provenant de la terrasse transversale, et prélevés à l'intérieur des argiles bouleversées, ont donné des âges respectifs de 8280 ± 130 BP (Beta-27665), 7520 ± 120 BP (UL-597) et 7690 ± 160 BP (UL-674). Ces dates peuvent être considérées comme relativement fiables puisque ces macro-restes végétaux ont été trouvés fossilisés dans le matériel de glissement. Cet événement se serait donc produit dans la première moitié de l'Holocène, plus précisément au début du Goldthwaitien III de Dionne (1977) pendant que le niveau de la mer de Goldthwait s'abaissait dans l'estuaire moyen. Enfin, même si l'écart moyen entre la date de 8280 ± 130 ans BP obtenue sur un bois est de 590 ans avec l'âge le plus rapproché, elle doit également être considérée comme significative pour dater ce glissement. Les conditions du milieu ou la possibilité qu'il résulte d'une reprise d'érosion d'un ancien glissement survenu à cette époque peuvent expliquer cet écart entre les datations. Toutefois, cela s'avère peu vraisemblable compte tenu du fait que les bois datés à 8280 et 7520 BP proviennent de la même strate argileuse.

Durant cette phase de l'Holocène caractérisée par une forte érosion (DIONNE, 1977), les datations radiocarbones obtenues à partir du matériel organique prélevé dans les sédiments bouleversés du glissement permettent d'observer une inflexion majeure dans la courbe d'émersion post-glaciaire aux environs de 9950 ± 130 ans BP (fig.65). Le taux de relèvement isostatique calculé entre cette date et l'âge minimum du glissement à 30 m d'altitude a été seulement de 1,32 mm/an ou 13,2 cm/siècle. Ce taux, qui doit être considéré comme un maximum pour cette période dans la baie Saint-Paul, fournit un indice de plus en faveur de l'hypothèse d'un culot de glace résiduel ayant persisté dans ce secteur de la baie. Ce ralentissement dans le taux de relèvement a déjà été noté sur la rive sud du Saint-Laurent (LOCAT, 1977; LORTIE et GUILBAULT, 1984). Selon Occhietti et Hillaire-Marcel (1977), il serait relié à une fluctuation froide du climat survenue vers 8100 BP. À l'inverse, Govare et Gangloff (1986) ont mesuré un taux de relèvement

isostatique entre 9500 à 8500 BP de 5 m/siècle, plus fort que durant la période précédente. Le milieu ouvert au droit de l'estuaire, où ces auteurs ont effectués leurs mesures, opposé à celui d'un milieu plus fermé comme celui de la vallée du Gouffre où la glace a persisté plus longtemps, peut expliquer, en partie, l'écart existant entre ces taux d'exondation du relief le long de la côte de Charlevoix.

4.2.3 Les stades Laurentien, Mitis et Rimouski

Ces stades constituent la dernière grande période de morphogénèse qu'a connu la basse vallée du Gouffre. L'émersion des terres durant cette phase diminua encore pour atteindre quelques cm/siècle. D'après les nouvelles datations radiométriques, la régression générale de la mer de Goldthwait dans ce secteur du moyen estuaire fut entrecoupée par des périodes de stabilité relative (l'élévation de la mer compensant l'isostasie). À partir du substrat principal, constitué des colluvions du glissement de terrain datant de plus de 7000 ans BP, les basses terrasses de 8-10 m et Mitis ainsi que le niveau Rimouski qui correspond à la zone intertidale actuelle ont été édifiés. Durant cette phase (tabl.IV), le niveau marin relatif local s'abaisse considérablement passant de 30 m à environ 6 m vers 2000 ans BP (LOCAT, 1977, 1978; DIONNE, 1985a, 1988e, 1990b).

Comme la date ^{14}C de 8280 BP semble l'indiquer, l'exondation récente de la terrasse transversale de 20-35 m d'altitude à Baie-Saint-Paul s'est effectuée peu avant 8000 ans BP, probablement vers 8500 BP. Selon Brodeur (1982), le paysage dans la région de l'île aux Coudres était constitué, à cette époque, d'une forêt ouverte d'épinettes et de sapins entre 8000-8500 ans BP. D'après une autre datation au ^{14}C obtenue sur des bouts de bois qu'on a trouvés enfouis au niveau de la zone intertidale (coupe n° 13, fig.7, 54 et 55), sous un horizon organique daté de 7690 ± 160 BP lequel semble provenir de la terrasse transversale de 20-35 m, l'abaissement du niveau marin dans l'estuaire moyen, face à la baie Saint-Paul, se serait poursuivi jusque vers 4600 ans BP. L'âge de 4330 ± 90 BP (UL-701) obtenu sur ces bois flottés qui coïncide avec le milieu de l'Hypsithermal (DEEVEY et FLINT, 1957) et qu'on a retrouvé à la même profondeur sous la surface de l'estran au moins jusqu'à 723 m à l'aval de la ligne de rivage actuelle, permet de supposer que vers 4600 ans BP le plan d'eau devait être au moins de 5,2 m plus bas que le niveau moyen actuel (fig.65), laissant ainsi suffisamment de temps pour la formation d'un marais intertidal à ce niveau dans la baie Saint-Paul. Si l'on accepte que cette datation date une zone intertidale, ce bas niveau marin qui semble avoir marqué la région à l'étude vers le milieu de l'Holocène indiquerait un léger déphasage avec l'abaissement survenu sur la rive sud dans la région de Montmagny, puisque les données obtenues par Dionne (1988c,

1988d) dans ce secteur de l'estuaire moyen semblent plutôt montrer que le niveau marin, suite à la transgression Laurentienne, s'est élevé de nouveau vers 4400 BP. Dans la baie Saint-Paul, il se serait donc écoulé un minimum de 3190 ans avant que se manifeste une fluctuation positive du niveau marin dans cette partie de l'estuaire. En comparaison, le niveau eustatique semble avoir varié dans le même sens: "The rise of sea level must have slowed gradually after about 7000 years ago to reach the almost constant low rate that began about 4000 years ago" (EMERY et GARRISON, 1967 p.685).

La vitesse d'exondation des terres durant cette partie de l'Holocène évaluée entre la date de 7690 ± 160 BP à partir de bouts de bois provenant du glissement de terrain qui a excavé la terrasse de 20-35 m (coupe n° 13, fig.55) et le niveau de -1,66 m, sous le zéro géodésique, daté à 4330 ± 90 BP (bois flottés) est d'environ 9,42 mm/an, ce qui correspond à un taux de relèvement de 94,2 cm/siècle. Cet accroissement considérable du taux de relèvement, plus de sept fois supérieur à la période précédente, apparaît à l'intérieur de la courbe d'émersion post-glaciaire (fig.65). Ce changement brusque dans le taux d'émersion le long du versant ouest de la baie Saint-Paul est attribuable soit au relèvement différentiel consécutif à la fonte de la glace résiduelle, laquelle devait être encore présente au fond de la basse vallée du Gouffre vers 9000 BP ou soit à la tectonique (CHAGNON et LOCAT, 1992; WATTS, 1982).

C'est durant la transgression Laurentienne datée entre 5,8 et 4,3 ka BP (DIONNE, 1988c, 1988d), et qui a atteint 8-10 m, que s'est effectuée l'érosion de la terrasse de 20-35 m délimitant l'ancien fond de baie au nord-ouest et le recouvrement, par des sables et limons intertidaux, des argiles basculées du glissement de terrain survenu durant la première moitié de l'Holocène. L'élévation subséquente du plan d'eau dans l'estuaire moyen a permis la construction de la terrasse d'accumulation Mitis (DIONNE, 1963; LOCAT, 1977, 1978). La transgression marine aurait alors atteint 4-6 m. Quant à la sédimentation au niveau de la zone intertidale, elle ne semble pas avoir dépassé 1 cm/siècle depuis plus de 710 ans. En effet, seulement 35 cm de sédiments se sont déposés au-dessus de la couche organique datée à 710 BP, ce qui donne un taux inférieur à 0,5 mm/an. Dans ce secteur de la baie Saint-Paul comme dans plusieurs autres secteurs du moyen estuaire, le glacial est le principal agent d'érosion et de sédimentation (DIONNE, 1968, 1969, 1981; d'ANGLEJAN et BRISEBOIS, 1978; ALLARD, 1981; d'ANGLEJAN, 1981; BRODEUR, 1982; BONENFANT, 1986). À cette latitude, il est vraisemblable de supposer qu'un radeau de schorre ait été délesté lors du jusant.

4.3 La courbe d'émersion: interprétation des datations C-14

Une courbe d'émersion des terres a été tracée pour le secteur de la basse vallée du Gouffre à partir de 15 nouvelles datations¹⁴C (tabl.V). Parmi elles, quatre ont été obtenues à partir de fossiles d'eau peu à moyennement profonde. Dans les sites des coupes n° 2 et 3, il a été possible d'observer une distribution multimodale dans la taille des espèces qui rend compte d'un milieu biologique favorable. À cette base de données, on a rattaché les datations déjà disponibles dans la région (RONDOT, 1974; BRODEUR, 1982; BRODEUR et ALLARD, 1985; GOVARE et GANGLOFF, 1989). Les travaux de terrain effectués le long du littoral entre Petite-Rivière et Baie-Saint-Paul par Allard et Tremblay, inédit (1981) apportent également un âge C-14. La courbe proposée (fig.65) ressemble davantage, par sa forme, à celle élaborée par Dionne (1972) pour la région de Trois-Pistoles, et modifiée par Dionne (1988d) pour le secteur de Montmagny plutôt qu'à celles de Locat (1977) et de Lortie et Guilbault (1984).

4.3.1 L'émersion post-glaciaire

L'altitude maximale de la submersion post-Saint-Narcisse dans la basse vallée du Gouffre a été établie à 170 m d'après les hauts cordons littoraux recensés au site du delta marin de Cap-aux-Corbeaux. Cependant, le sommet de la courbe d'émersion dressée pour cette région (fig.65) ne débute qu'à partir de 138,8 m d'altitude. Une date ¹⁴C obtenue sur des fossiles situés à la surface de sédiments glacio-marins permet de faire remonter la mise en place des sédiments deltaïques à environ $11\,100 \pm 140$ ans BP. La courbe fait voir un relèvement isostatique très rapide dès le début de l'épisode glacio-marin, lequel a atteint 12,38 cm/an. Selon LaSalle *et al.* (1972), le glacier en retrait devait être, à cette époque, en contact avec la mer et produire des lobes vers l'aval permettant ainsi la déposition de matériaux glacio-marins. La découverte de matériel de contact à 138,8 m d'altitude près de l'embouchure de la baie Saint-Paul permet de croire que lors de la réavancée de Saint-Narcisse un lobe glaciaire est descendu dans la vallée du Gouffre pour rejoindre l'estuaire moyen sous la forme d'une plate-forme de glace flottante (fig.61). Mawdsley (1927) avait déjà signalé l'existence de rides morainiques résultant probablement de l'extension vers l'est du système de Saint-Narcisse. La récurrence de Cap-aux-Corbeaux localisée en marge du Bouclier et celle de Rochette (RONDOT, 1974) qui serait situé environ 8 km derrière, bien que son existence soit incertaine, fournissent une preuve supplémentaire comme quoi un lobe glaciaire s'est vraisemblablement avancé à l'intérieur du Saint-Laurent durant cette phase. À cet égard, ce phénomène rejoint l'hypothèse de Poulin (1977) qui soutient qu'un lobe de glace résiduel a aussi occupé l'embouchure de la rivière Malbaie au Fini-glaciaire.

Tableau V - LISTE DES DATATIONS ¹⁴C POUR LA RÉGION DE BAIE-SAINT-PAUL, CHARLEVOIX

No du laboratoire	Matériel daté	Altitude (m)	Âge (BP)	Cueillette (auteur)	Localisation	Remarques
UL-535	<i>Macoma balthica</i>	138,8	11 100 ± 140	Bonenfant (1992)	Cap-aux-Corbeaux Lat. N: 47°25'50" Long. O: 70°27'15"	Donne un âge minimum pour la déglaciation de la rivière du Gouffre et la submersion marine finale
UL-700	<i>Hiatella arctica</i> <i>Macoma balthica</i> (frag.)	76,9	10 600 ± 140	Bonenfant (1992)	Versant est de la vallée du Gouffre	Donne un âge minimum pour la formation de la terrasse de 100-120 m
Beta-12995	<i>Hiatella arctica</i>	120	10 580 ± 80	Govare et Gangloff (1989)	Anse à 2,5 km au SO des Éboulements Lat. N: 47°28'05" Long O: 70°20'57"	Date la formation d'une plage
QU-73	Coquillages en place	60	10 000 ± 170	Rondot (1974)	Bord d'un talus de terrasse (versant est) 8 km en amont de Baie-Saint-Paul	Indiquerait une remontée isostatique de près de 14 cm/an (?) selon l'auteur=> 1,66 cm/an
UL-524	<i>Hiatella arctica</i> <i>Lepeta caeca</i> (rare) <i>Macoma balthica</i> (dom.) <i>Macoma calcarea</i> <i>Mya arenaria</i> <i>Mytilus edulis</i> (dom.) <i>Nuculana pernula</i> (rare)	33,7	9950 ± 130	Bonenfant (1992)	Embouchure de la rivière du Gouffre (versant ouest)	Donne un âge minimum pour le niveau de 35-50 m
QU-1379	Coquillages	5	9930 ± 130	Allard et Tremblay (inédit)	Cap de la Baie Lat. N: 47°22' Long. O: 70°31'	Dépôt argileux affaissé. Date le niveau de 35 m
QU-919	Coquillages marins	85	9476 ± 180	Brodeur (1982)	Gravière (ouest de l'île aux Coudres)	Donne un âge minimum pour la submersion marine à l'île
Beta-29057	<i>Macoma calcarea</i>	31,2	9450 ± 130	Bonenfant (1992)	Versant ouest de la vallée du Gouffre	Donne un âge minimum pour la déglaciation de ce côté de la vallée

No du laboratoire	Matériel daté	Altitude (m)	Âge (BP)	Cueillette (auteur)	Localisation	Remarques
QU-920	<i>Balanus hameri</i>	15	8360 ± 110	Brodeur (1982)	Sud-ouest de l'île aux Coudres	Cette date correspond à un niveau marin plus élevé, peut-être un peu plus de 30 m
Beta-27665	Bois	7,5	8280 ± 130	Bonenfant et Dionne (1992)	Terrasse Mitis (niveau de 8-10 m)	Matériel prélevé dans les argiles basculées provenant de la terrasse de 25-30 m; donne un âge maximum pour le glissement de terrain
UL-674	Matériel organique	-1,55	7690 ± 160	Bonenfant (1992)	Slikke (275 m de la ligne de rivage actuelle, rive gauche de la rivière du Moulin)	Donne un âge minimum pour le glissement de terrain provenant du niveau de 20-25 m
UL-597	Bois	7,5	7,520 ± 120	Bonenfant et Dionne (1992)	Terrasse Mitis (niveau de 8-10 m)	Matériel dans l'argile basculé; donne un âge minimum pour le glissement de terrain
QU-953	tourbe	31	6270 ± 150	Brodeur (1982)	Centre de l'île aux Coudres (tourbière)	Donne un âge minimum pour le retrait de la mer à l'altitude de 30 m
UL-701	Débris organiques (bouts de bois flottés)	-1,6	4330 ± 90	Bonenfant (1992)	Slikke (275 m de la ligne de rivage actuelle, rive gauche de la rivière du Moulin)	Donne un âge minimum pour la transgression marine de 8-10 m
Beta-27666	Bois	5,9	1300 ± 70	Bonenfant et Dionne (1992)	Rive gauche de la rivière du Milieu	Donne un âge minimum pour la transgression marine de 4-6 m
UL-598	Bois	5,9	1270 ± 70	Bonenfant (1992)	Rive gauche de la rivière du Milieu	Idem

No du laboratoire	Matériel daté	Altitude (m)	Âge (BP)	Cueillette (auteur)	Localisation	Remarques
Beta-27664	Matériel organique	2,18	1160 ± 70	Bonenfant (1992)	Schorre supérieur	Donne un âge minimum pour le début de la formation du marais supérieur du ruisseau aux Vases et le retrait marin au niveau de 2,83 m
Beta-31933	Débris organiques (laisses de marée éparses)	0,8	840 ± 360	Bonenfant (1992)	Talus Mitis	Donne un âge minimum pour l'abaissement du niveau marin dans l'estuaire du Saint-Laurent
UL-675	Débris organiques	-35 cm	710 ± 70	Bonenfant (1992)	Slikke (1023 m de la ligne de rivage actuelle)	Résulte du délestage glacial; fournie un taux de sédimentation de 0,5 mm/an
QU-952	tourbe	6	550 ± 230	Brodeur (1992)	Pointe du Bout d'en Bas, NE de l'île aux Coudres	Donne un âge minimum pour le relèvement isostatique dans cette partie de l'île
UL-229	Bois	0,9	240 ± 50	Quilliam et Allard (1989)	St-Joseph-de-la-Rive	Date un glissement de terrain ou un abaissement du niveau marin
Beta-24664	Bois	50-55 cm	220 ± 70	Bonenfant et Dionne (1992)	Schorre inférieur	Donne un âge minimum pour sa formation
Beta-24665	Bois	30-35 cm	160 ± 60	Bonenfant (1992)	Schorre inférieur	Fournie un âge pour le schorre. Donne un taux de sédimentation de 1,9 mm/an

L'occupation tardive de la vallée du Gouffre par un culot de glace enfoui, le long du versant ouest de la vallée, probablement ennoyé sous les eaux de la mer de Goldthwait, expliquerait le taux de relèvement isostatique plus faible. La présence de till fissile environ 100 m plus bas le long du versant ouest et la direction de l'écoulement glaciaire mesurée à partir d'une trame de till appuient l'hypothèse d'un lobe de glace résiduelle qui aurait persisté de ce côté de la vallée. Ceci explique aussi l'écart de 1150 ans (plus récent) pour la mise en place du till de Saint-Narcisse dans ce secteur de la baie alors qu'en réalité les tills de Cap-aux-Corbeaux et du ruisseau Verreault sont synchrones, datant le même événement glaciaire.

Au milieu de la première période de morphogénèse (10 600-10 000 BP), la vitesse de subsidence connaît un ralentissement considérable, le taux n'étant plus que de 2,82 m/siècle le long du versant est de la vallée du Gouffre. Durant cette phase, le niveau marin serait passé de 100 m à environ 60 m d'altitude. Selon Govare et Gangloff (1989), un milieu périglaciaire s'est installé au cours de la déglaciation persistant au moins jusqu'à $10\ 580 \pm 80$ BP (Beta-12995): "...en bordure de la Mer de Goldthwait, la toundra herbacée s'attarde encore vers 10 580 ans BP" (GOVARE et GANGLOFF, *op.cit.* p.156). Par contre, sur la rive ouest de la rivière, le relèvement isostatique fut beaucoup plus lent dû à la présence d'une glace résiduelle. Ainsi, entre la fin de la période initiale et le début de la seconde période de morphogénèse, le taux ne dépasse pas 13,2 cm/siècle. Vers 9950 ans BP, le niveau relatif de la mer était voisin de la cote de 35 m d'altitude. C'est à partir de cet épisode que l'exondation du relief dans la basse vallée du Gouffre connaît un ralentissement marqué qui se traduit par une flexure dans la courbe de relèvement (fig.65). L'exhumation du niveau de 20-35 m ne serait survenu qu'aux environs de 8500 ans BP. Cette évaluation est basée sur l'âge ^{14}C de 8280 ± 130 BP obtenu sur un bois fossilisé recueilli dans les argiles basculées, qui apparaissent sous le niveau de 8-10 m, provenant du glissement de terrain ayant incisé la terrasse transversale. Donc, la Baie-Saint-Paul aurait connue une période de stabilité relative entre la formation de la terrasse de 35-50 m et la terrasse transversale de 20-35 m. Une datation similaire fut obtenue par Brodeur (1982) sur des coquillages en position de vie à environ 15 m d'altitude soit 8360 ± 110 BP (QU-920). Toutefois, cet âge correspondrait à un niveau marin plus élevé, peut-être un peu plus de 30 m (BRODEUR, *op.cit.*; LORTIE et GUILBAULT, 1984) en accord avec notre date.

Par la suite, la baie Saint-Paul, libérée de son couvert de glace résiduelle, fut soumise, après une courte phase de stabilité relative de la croûte terrestre, à une nouvelle période de relèvement isostatique au cours de laquelle la vitesse entre 7690-4330 BP (coupe n° 13, fig.55) a atteint 94,2 cm/siècle. Ce phénomène d'exondation accélérée

provoqua à l'intérieur de la basse vallée une forte érosion pendant laquelle de nombreux glissements de terrain se sont produits modifiant une grande partie du relief.

4.3.2 Le bas niveau marin du milieu de l'Holocène

Le manque de données pour la période comprise entre 4330 et 1300 ans BP ne permet pas de traduire avec fidélité les étapes du soulèvement post-glaciaire pour cette portion de l'Holocène. Cependant, l'âge ^{14}C de 4330 ± 90 BP obtenu sur des bouts de bois situés à 110 cm sous la surface de la slikke (1,66 m en dessous du zéro géodésique) permet de supposer qu'un bas niveau marin aurait existé, dans ce secteur du moyen estuaire, au milieu de l'Holocène. À cet égard, une datation sur les bois récoltés à 70 cm de profondeur pourrait être intéressante. Ce bas niveau marin qui aurait été au moins de 5,2 m plus bas que le niveau actuel vers 4600 ans BP (fig.65), le long de la rive nord du moyen estuaire, semble avoir été observé ailleurs en Europe et le long de la côte est des États-Unis ainsi que dans les Maritimes (SCHOFIELD; 1960; HARRISON et LYON; 1963; SHEPARD, 1964; MÖRNER, 1969; KRANCK, 1972; DEPRATTER et HOWARD, 1981, 1983; BELKNAP, et HINE, 1983). L'hypothèse d'une détérioration climatique a été maintes fois envisagée pour expliquer cet abaissement du niveau marin: " ^{14}C dating has shown that the actual temperature has decreased slightly toward the present, with short episodes of intensified glaciation around 4500 y.a., ..." (DEEVEY et FLINT, 1957 p.270). Sur la rive sud du Saint-Laurent cette régression marine serait survenue entre 7000 et 6000 ans BP (DIONNE, 1985b, 1988b, c et d).

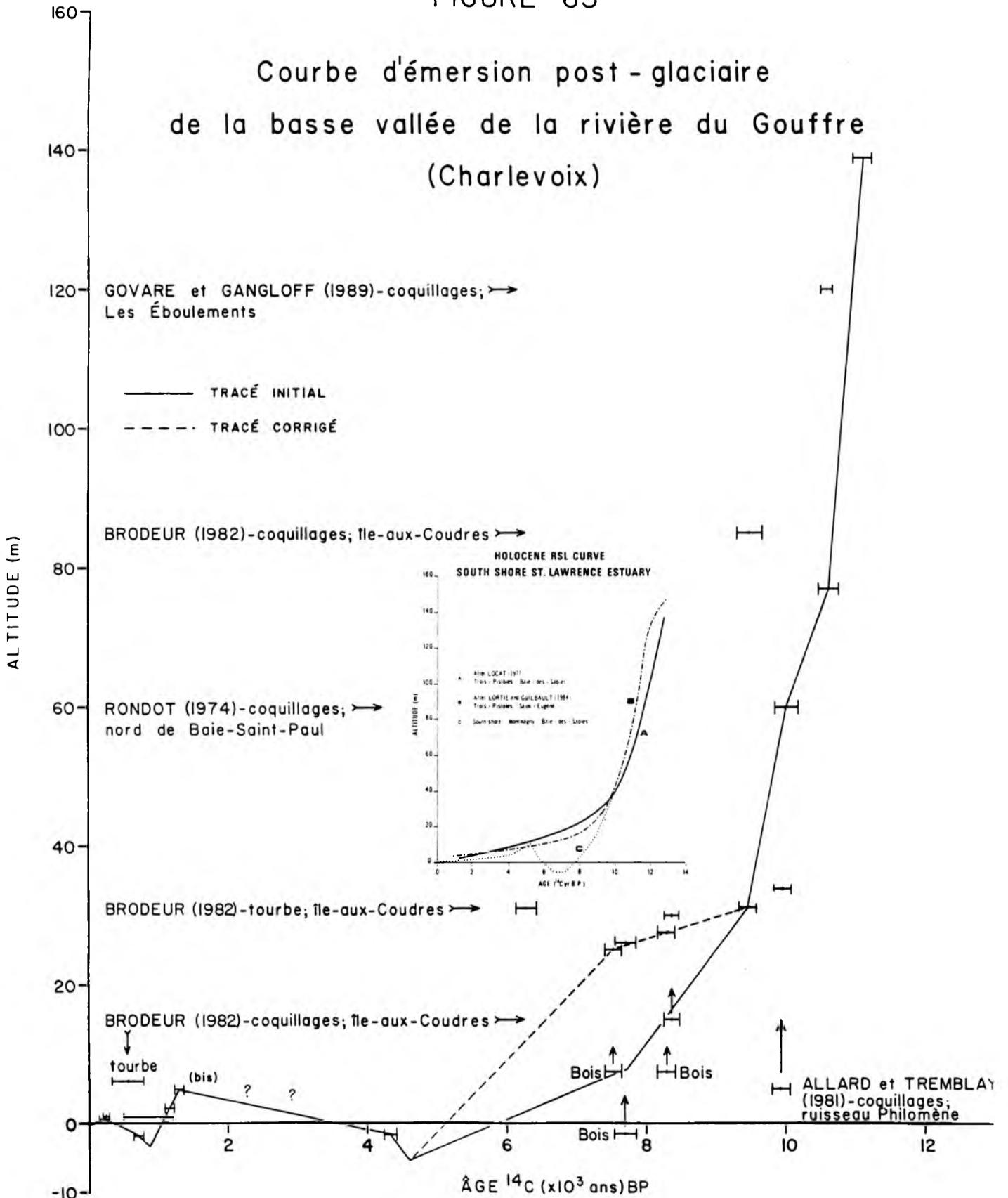
Par la suite, une transgression mineure semble s'être produite dans la baie Saint-Paul à partir de 4330 BP. Le recouvrement de la couche organique datée à 7690 BP trouvée sous le niveau de la slikke par des sables limoneux intertidaux vient appuyer cette hypothèse. C'est durant cette phase de l'Hypsithermal (EMILIANI, 1972), postérieure au bas niveau marin du milieu de l'Holocène, que la terrasse de 20-35 m fut sujette à une érosion intense et que le niveau de 8-10 m (Transgression laurentienne) fut édifié. Cette fluctuation positive, dont la durée est inconnue à Baie-Saint-Paul a été évaluée à 1500 ans par Dionne (1988d) sur la rive sud de l'estuaire: "..., over the last 4000 years or so, crustal uplift slightly exceeded the sea level rise, ." (d'ANGLEJAN et BRISEBOIS, 1978 p.961).

4.3.3 La transgression mineure

Les dates de 1270 et 1300 ± 70 ans BP obtenues sur des bois dans la coupe du ruisseau du Milieu indiquent une élévation du plan d'eau dans l'estuaire à cette époque.

FIGURE 65

Courbe d'émersion post-glaciaire
de la basse vallée de la rivière du Gouffre
(Charlevoix)



C'est probablement durant cet événement qu'a été édifié le niveau Mitis (4-6 m) qui s'élève juste au-dessus des hautes mers actuelles (DIONNE et LACOMBE, 1984; DIONNE, 1985b, 1988b, c et d). Cependant, il est trop tôt pour présumer de la durée de cette phase transgressive et de l'altitude atteinte par ce plan d'eau dans le secteur de Baie-Saint-Paul, les données étant manquantes. Les dates de 1160 ± 70 BP obtenue à la base du marais supérieur du ruisseau aux Vases (fig.50) et de 840 ± 360 BP dans la coupe du talus Mitis (fig.44) permettent, néanmoins, de penser que cette fluctuation s'est terminée récemment, soit il y a ± 1100 ans BP. Par conséquent, le niveau de 4-6 m dans la baie Saint-Paul serait peut-être plus jeune que l'âge attribué par Dionne (1963) pour ce niveau sur l'ensemble des rives du bas et du moyen estuaire. La date à la base du schorre supérieur est intéressante, car elle indique le début de la formation de ce dernier et permet de calculer le taux moyen d'accrétion verticale. Mais elle ne renseigne qu'indirectement sur l'âge de la terrasse Mitis, à côté, car il n'y a pas forcément continuité latérale et correspondance des unités dans les deux sites (fig.66).

4.3.4 Le niveau actuel

La transgression mineure responsable de la mise en place des sédiments du niveau de 4-6 m il y a plus 1100 ans BP fut suivie d'un abaissement du plan d'eau dans l'estuaire moyen. Le niveau des mers moyennes face à la baie Saint-Paul est actuellement de 3,57 m soit environ un mètre inférieur à ce qu'il devait être au moment de l'édification de la terrasse Mitis. Cette interprétation est corroborée par d'autres études menées sur la rive sud du Saint-Laurent (DIONNE, 1988c, d; DIONNE et LACOMBE, 1984). Cependant, la rareté des évidences morphologiques dans la baie Saint-Paul a rendu difficile la validation de cette assertion. Seule une datation ^{14}C de 710 ± 70 BP (UL-675) obtenue sur des débris organiques prélevés à environ 1,9 m sous le niveau actuel des mers moyennes (fig.56) permet de croire à une fluctuation négative du plan d'eau qui serait survenue dans l'estuaire durant cette période. Cet abaissement du niveau marin résulterait peut-être d'une brève récurrence glaciaire survenue vers 700 BP. Des dates semblables pour la slikke et le schorre inférieur ont été obtenues à Montmagny par Dionne (1988c et d).

Selon Govare et Gangloff (1986), la vallée du Gouffre aurait été marquée, à cette époque, par une multitude de petits glissements de terrain qui seraient responsables de la présence à ce niveau du matériel organique enfoui. Cet événement correspondrait à la dernière grande période de morphogénèse qu'a connue la vallée du Gouffre. Cependant, à la lumière des dernières études, cette période semble être postérieure à 700 ans: "Radiocarbon dating of several landslides in the Rivière du Gouffre valley indicates that

TERRASSE MITIS
(versant ouest de la baie Saint-Paul)

TALUS MITIS
(Belle Plage de la baie Saint-Paul)

Ruisseau du Milieu

Ruisseau aux Vases

BAS ESTRAN

(à l'est de la rivière du Moulin)

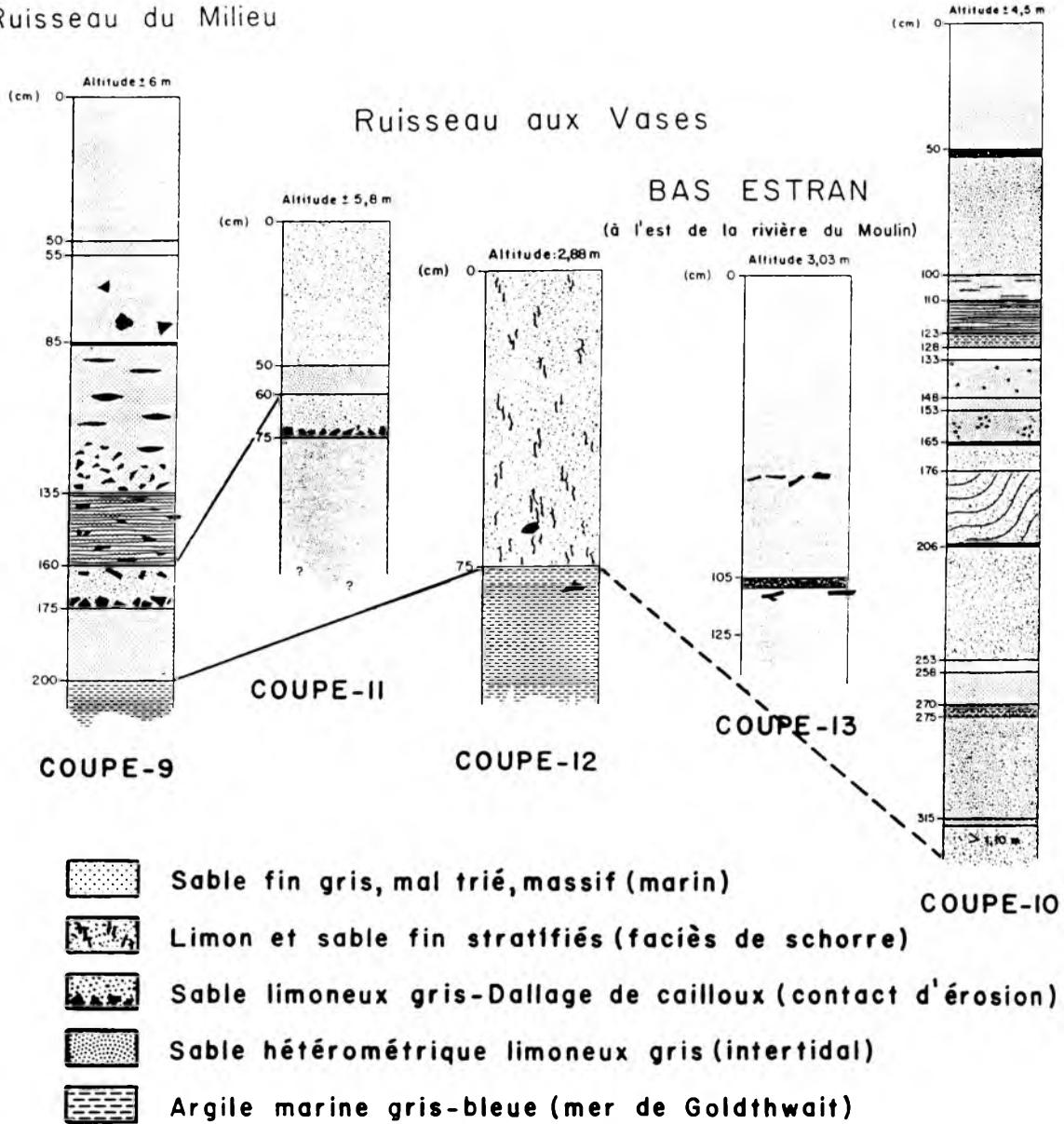


FIGURE 66. Corrélation stratigraphique et discontinuité latérale entre les sédiments meubles de la terrasse de 4-6 m (Mitis) et la zone intertidale.

most failures are recent (< 600 BP)" (FILION *et al.*, 1991). La distance que ce matériel aurait dû franchir à partir des terrasses latérales de la vallée ne permet pas, à ce stade, d'accepter l'hypothèse de Govare et Gangloff (*op.cit.*). De plus, il aurait dû traverser soit la rivière du Moulin, à l'ouest, ou la rivière du Gouffre du côté est de la vallée. Une autre hypothèse émise pour expliquer la présence de ces débris végétaux enfouis sous 35 cm de sédiments intertidaux, et cela à plus de 1000 m du rivage actuel, réside dans le délestage glacial (DIONNE, comm. pers.). Cette dernière semble plus plausible compte tenu qu'un deuxième horizon organique (non daté) a été trouvé à 25 cm sous le premier (fig.54 et 56).

D'autre part, la datation ^{14}C de 710 ± 70 BP obtenue sur les débris organiques a permis de mesurer un taux d'émersion de près de 0,5 mm/an, ou de 4,92 cm/siècle depuis 1300 BP, soit deux fois plus que le taux calculé dans la région de Baie-des-Sables--Trois-Pistoles (LOCAT, 1978).

4.3.5 Les anomalies positives et négatives

La courbe de relèvement post-glaciaire élaborée pour la région de Baie-Saint-Paul (fig.65) à partir des nouvelles datations ^{14}C et celles déjà existantes rend compte d'un secteur complexe où, pendant la déglaciation, deux milieux sédimentaires différents se sont cotoyés à la marge glaciaire en retrait. Elle reflète des modes d'émersion opposés qui se sont produits à l'intérieur de la basse vallée du Gouffre. Seules, les dates ^{14}C les plus significatives ont été utilisées pour tracer la courbe d'émersion de la région de Baie-Saint-Paul qui montre un relèvement isostatique post-glaciaire et un abaissement progressif de la Mer de Goldthwait laquelle a atteint l'altitude de 170 m dans la région suite à l'événement Saint-Narcisse. Son profil ressemble aux courbes élaborées pour la rive sud (LOCAT, 1977; LORTIE et GUILBAULT, 1984; DIONNE, 1988b et d), la côte nord (DUBOIS, 1980) et l'île d'Anticosti (BOLTON et LEE, 1960; PAINCHAUD *et al.*, 1984). Il reflète la vitesse moyenne avec laquelle la mer s'est retirée de la région et ressemble à la courbe dressée par Govare et Gangloff (inédit) pour la région des Éboulements. Cependant, conscient des données encore manquantes pour la région, la courbe proposée rend plutôt compte d'anomalies (FAIRBRIDGE, 1961) en regard des datations disponibles par rapport à la position stratigraphique des échantillons recueillis. Ainsi, ces anomalies témoignent de milieux où le soulèvement s'est effectué suivant des taux différents.

La première anomalie rencontrée le long de la courbe d'émersion dressée pour ce secteur du moyen estuaire concerne l'âge de $10\,580 \pm 80$ ans BP obtenu par Govare et Gangloff (1989) sur *Hiatella arctica* datant une plage à 120 m d'altitude située au sud-ouest

des Éboulements. Cependant, d'après la nouvelle date de $10\ 600 \pm 140$ (UL-700) obtenue sur des mollusques de Hiatella arctica et Macoma balthica, prélevés à 76,9 m (fig.11) dans le versant est de la vallée au pied de la haute terrasse du rang Saint-Laurent, laquelle fournit un âge minimum pour la terrasse de 100-120 m, il y a concordance avec la date de Govare et Gangloff même si elle est considérée trop élevée dans le cadre du relèvement isostatique qui s'est exercé du côté est de la vallée. Selon Fairbridge (1961), la position à gauche de la courbe serait vue comme une anomalie négative puisque l'âge radiocarbone correspond à une régression du niveau marin à cette époque. La date ^{14}C obtenue sur les dépôts deltaïques de la terrasse de 100-120 m semble correspondre davantage au relèvement réel qui s'est produit dans la basse vallée de la rivière du Gouffre. La courbe passe donc par les âges obtenus sur le dépôt glacio-marin situé à 138,8 m d'altitude et le dépôt deltaïque accolé au versant est de la vallée.

Une deuxième anomalie apparaît, encore une fois, du côté gauche de la courbe. Cette anomalie est basée sur une datation de 9470 ± 180 BP obtenue par Brodeur (1982) sur des coquillages marins perchés à 85 m d'altitude. D'après l'âge ^{14}C de 10 600 obtenu pour le dépôt deltaïque dans la coupe du Rang Saint-Laurent, le lit fossilifère à l'île aux Coudres serait légèrement trop élevé. À l'inverse, la figure 65 montre que la date de Brodeur serait trop récente par rapport au matériel glacio-marin daté à 9450 BP dans la coupe du ruisseau Verreault qui se localise 51,3 m plus bas sur l'échelle verticale. Pour ces raisons, cette date ne peut être raccordée à la courbe d'émersion dressée pour la région de Baie-Saint-Paul. Même s'il y a plusieurs indices permettant de croire que l'île fut déglaciée avant la rive nord de l'estuaire moyen, ce milieu insulaire semble avoir émergé après le versant gauche de la vallée du Gouffre à la cote de 76,9 m. Le fait qu'elle ne soit pas reliée au Bouclier, son exondation a pu s'effectuer à une vitesse différentielle plus grande expliquant l'âge similaire pour le niveau de 85 m.

Le manque de données entre 10 600 et 9950 ans BP nous a obligé à raccorder la courbe avec l'âge ^{14}C de $10\ 000 \pm 170$ ans BP (QU-73) obtenu sur des coquillages en place prélevés par Rondot (1974) sur le bord de la terrasse de 60 m localisée à 8 km au nord de Baie-Saint-Paul. Entre la date de 10 600 et celle de Rondot (*op.cit.*), un ralentissement considérable a été noté dans le taux de relèvement isostatique du versant est de la vallée du Gouffre qui fut évalué à plus de deux fois inférieur par rapport à la période précédente. Une période de stabilité relative du niveau marin prévalait donc à cette époque.

Entre la terrasse de 60 m d'altitude et la basse terrasse, les dépôts quaternaires adossés à la rive gauche de la vallée ne fournissent plus aucune information pouvant nous

aider à quantifier le taux d'émersion. C'est donc à partir des données recueillies le long du versant ouest que la courbe d'émersion a pu être complétée. On remarquera un changement brusque dans le taux de relèvement survenu entre 10 000 et 9950 ans BP puisque l'ouest de la vallée du Gouffre était vraisemblablement, à cette époque, encore sous l'influence d'une masse de glace résiduelle qui a interféré sur son réajustement post-glaciaire. La datation ^{14}C de 9950 ± 130 BP (UL-524) obtenue sur des fossiles marins mélangés (tabl.V, p.119), prélevés dans une argile limoneuse gris-bleu, fournit un âge maximal pour la formation de la terrasse de 35-50 m. En effet, le matériel semble avoir subi un léger déplacement vers le bas de cette terrasse inclinée. Ces glissements de terrain ne sont pas uniques à la vallée du Gouffre, d'autres indices portent à croire qu'ils se sont aussi produits à l'extérieur de la région d'étude. Ceci est confirmé par la date de 9930 ± 130 ans BP (QU-1379) obtenue sur des fossiles marins non identifiés qui ont été trouvés à 5 m d'altitude par Allard et Tremblay (inédit) le long de l'entrée sud-ouest de la baie Saint-Paul. Ces coquillages prélevés en position littorale à l'intérieur d'une argile marine limoneuse datent vraisemblablement le niveau de 35-50 m visible du côté ouest de la vallée. Puisqu'il a été jugé préférable de faire passer la courbe par la date de 9450 BP obtenue sur le matériel glacio-marin dans la coupe du Chemin de la Pointe, la position que les datations décrites précédemment occupent à la droite de la courbe d'émersion constitue donc une anomalie négative d'autant plus que le matériel trouvé par Allard et Tremblay a été apparenté à des sédiments marins correspondant à ceux trouvés en place dans la coupe du ruisseau Verreault datés à 9950 ± 130 BP (UL-524). Si cet échantillon est bien daté mais qu'il ne peut être corrélé avec le niveau de la mer à cette époque, parce qu'il se trouve à la droite de la courbe durant une transgression, il a forcément glissé (ALLARD, comm.pers.).

Enfin, les âges obtenus pour le plus ancien glissement de terrain à être survenu dans la vallée de la rivière du Gouffre sont également considérés comme des anomalies négatives puisque beaucoup trop élevés pour les niveaux datés. Les dates de 8280 ± 130 et de 7520 ± 120 BP obtenues pour le niveau de 7,5 m et celle de 7690 ± 160 obtenue pour le niveau de -1,55 m sous le zéro géodésique doivent plutôt être corrélées au niveau de 25-30 m. Comme pour la datation obtenue par Allard et Tremblay (1981), ces datations sur bouts de bois indiqués sur la figure 65 résultent d'un glissement de terrain, lequel a excavé la terrasse inclinée de 20-35 m (carte hors-texte) durant la première moitié de l'Holocène.

La figure 65 montre le tracé de la courbe passant par les bois datés aux niveaux où ils ont été échantillonnés. Le tracé corrigé indique le profil qu'aurait la courbe d'émersion si les âges C-14 nouvellement obtenus et celle de Brodeur sur de la tourbe prélevée au

centre de l'île aux Coudres occupaient leur niveau originel approximatif. Comme on peut le constater, le tracé corrigé fait ressortir davantage le fait que la vallée du Gouffre, sur son versant droit, a été libéré des glaces et ennoyé plus tardivement que sa rive est. À cet effet, le profil suggéré diffère considérablement de ceux déjà dressés pour la rive sud de l'estuaire (voir encadré, fig.65).

Par la suite, la courbe fait ressortir un bas niveau marin vers 4500 BP. Une date de 4330 ± 90 BP obtenue sur des bois flottés dans des sédiments intertidaux dans lesquels on a trouvé une couche organique fossilisée plus ancienne située au-dessus indiquerait une possible transgression marine vers cette période de l'Holocène. Aucune datation n'étant disponible entre cette date et celle de 1300 ± 70 BP qui indique une seconde submersion mineure survenue durant la phase estuarienne, laquelle est responsable de la mise en place des sédiments de la terrasse de 4-6 m (Mitis), on a jugé intéressant, néanmoins, d'effectuer le raccordement entre ces dates en attente de nouveaux résultats.

Enfin, la courbe traduit une légère régression du niveau marin qui semble s'être produite dans l'estuaire face à la baie Saint-Paul vers 700 BP. Les datations recueillies sur les marais intertidaux à Saint-Joseph-de-la-Rive (QUILLIAM, 1987; QUILLIAM et ALLARD, 1989) et dans la baie Saint-Paul fournissent, à cet effet, des indications quant à l'existence de ce bas niveau marin qui aurait existé à cette époque. Une légère remontée du plan d'eau peut être responsable de l'érosion des schorres qui se produit actuellement dans ces milieux de la côte de Charlevoix.

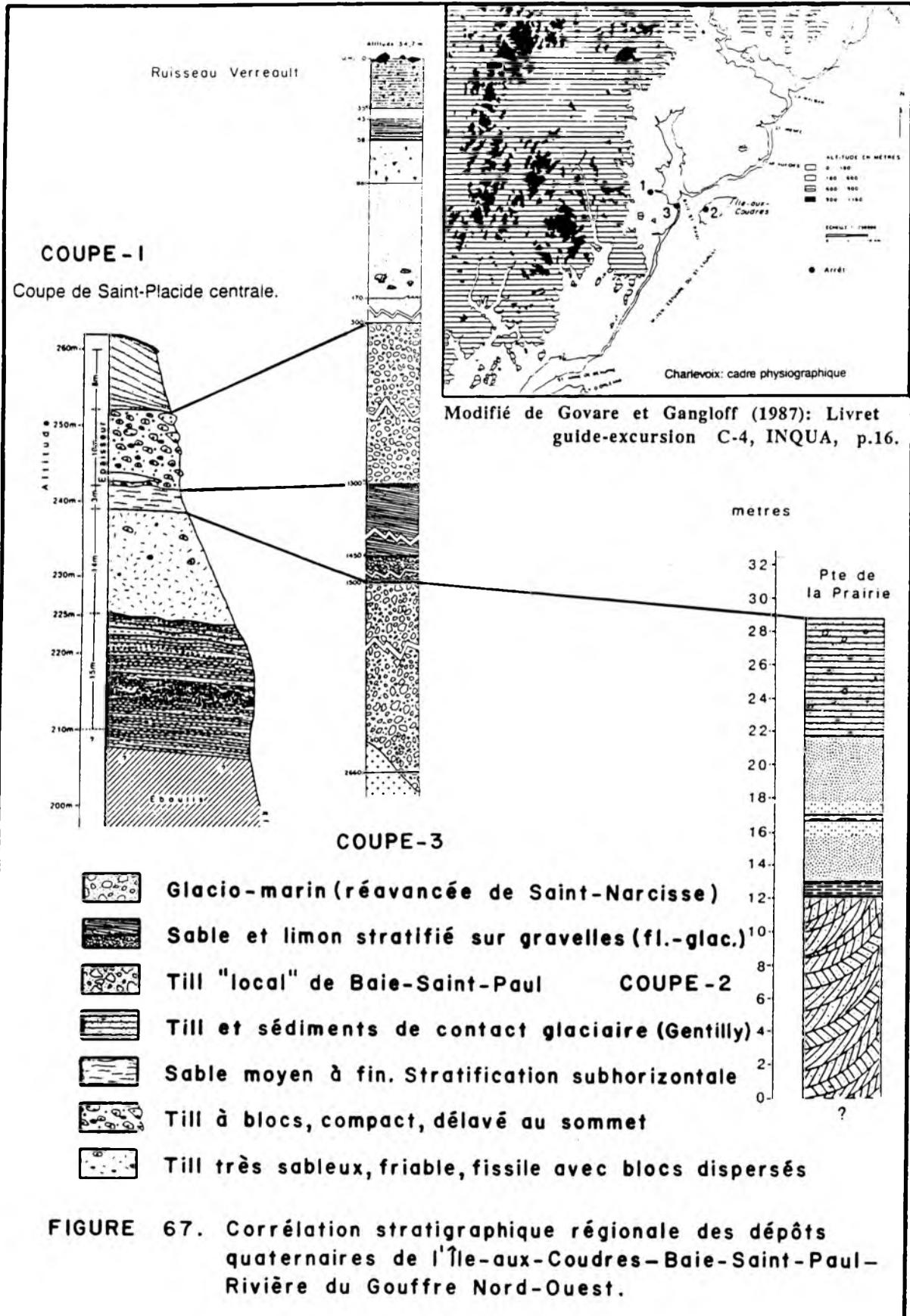
CHAPITRE 5

SYNTHÈSE DES ÉVÉNEMENTS QUATERNAIRES RÉGIONAUX

La chronoséquence stratigraphiques des événements quaternaires survenus à l'intérieur de la vallée inférieure de la rivière du Gouffre (milieu estuarien) est retracée, en partie, dans deux autres environnements sédimentaires de la région soit à l'Île aux Coudres (milieu insulaire) et dans le corridor de la rivière du Gouffre Nord-Ouest (ancien lac de barrage glaciaire). Les coupes de Saint-Placide centrale, du ruisseau Verreault et de la Pointe de la Prairie permettent des corrélations partielles entre ces différents milieux du moyen estuaire qui ont connus des modes de déglaciation et de submersion particuliers au Fini-glaciaire et à l'Holocène.

5.1 Dépôts associés à la réavancée de Saint-Narcisse

Le matériel associé à la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse qu'on retrouve dans la coupe du ruisseau Verreault (coupe-1) située près de l'embouchure de la baie Saint-Paul et à l'intérieur de la coupe de Saint-Placide centrale (coupe-3) dans la vallée de la rivière du Gouffre Nord-Ouest (GOVARE et GANGLOFF, 1987), entre 243 et 253 m d'altitude, n'apparaît pas dans celle de la Pointe de la Prairie (coupe-2) localisée sur le versant ouest de l'île aux Coudres (BRODEUR, 1982, 1987; BRODEUR et ALLARD, 1985). Bien que ces coupes soient situées dans un rayon de seulement 14,3 km (fig.67, encadré), on ne retrouve pas de sédiments glaciaires liés à la récurrence de Saint-Narcisse à l'île, distante d'environ 3,6 km de la côte de Charlevoix. Ce milieu insulaire a été épargné parce que la réavancée a pris fin avant. On a vu au chapitre précédent que cette réavancée secondaire du



front glaciaire (DERRUAU, 1956; OCCHIETTI, 1982) s'est, vraisemblablement, terminée au niveau de l'estuaire moyen (fig.61), ce que semble confirmer les travaux de d'Anglejan et Brisebois (1978) et des recherches récentes menées par Praeg *et al.* (1992). Le rôle de barrière naturelle que joue le Passage de l'Île aux Coudres est donc aussi à considérer dans le fait que la coupe-2 prend fin avec le till et les sédiments de contact glaciaire de Gentilly.

5.2 Les sédiments fluvio-glaciaires

Les sédiments de fonte glaciaire constituent la deuxième unité qui a fait l'objet d'une corrélation stratigraphique régionale. Dans la coupe-1, les sables fluvio-glaciaires vont de moyen à fin, avec lits de minéraux lourds. La stratification est subhorizontale. Il est également possible d'y repérer des éléments diamictiques isolés (GOVARE et GANGLOFF, 1987). Au site de la coupe de Saint-Placide, cette unité fait 3 m d'épaisseur et se localise entre 239 et 242 m d'altitude.

Au point de vue de sa position stratigraphique cette unité, située entre le till de Gentilly et le till de la réavancée glaciaire de Saint-Narcisse (FULTON *et al.*, 1984, 1987; LASALLE, 1984), correspond à celle découverte dans la coupe du ruisseau Verreault (coupe-3). D'une épaisseur de 2 m, celle-ci se situe entre les courbes de niveau de 20 m et de 22 m. Comme on a pu le voir au chapitre 3, la couche formant l'unité supérieure se compose de sables et limons stratifiés avec déformations d'origine glaciotectonique. En plus d'indiquer un déplacement du matériel vers le centre de la vallée du Gouffre, la présence de ces déformations signifie une glace résiduelle à proximité du site de la coupe. La couche basale de cette unité est formée de 50 cm de matériel granulaire grossier (granules-gravelles). Comme dans la coupe-1, on trouve au contact de ces couches des blocs délestés d'origine glacielle mis en place au moment où la mer de Goldthwait ennoyait encore le versant ouest de la baie Saint-Paul, c'est-à-dire il y a environ 9950 ans BP. À cet effet, on peut dire que le matériel fluvio-glaciaire déposé à ces deux sites est synchrone.

Dans la coupe de la Pointe de la Prairie, à l'île aux Coudres, les sables fluvio-glaciaires qui devraient se trouver au sommet de la séquence au-dessus du till de Gentilly n'apparaissent pas dû à l'éloignement de l'île de la côte (milieu insulaire) et au fait que la réavancée s'est terminée avant d'atteindre ses rives.

5.3 Le till de Gentilly

Les sédiments de contact glaciaire de Gentilly sont visibles à différents niveaux dans les trois coupes utilisées pour la synthèse régionale. Ainsi, dans la coupe de Saint-Placide centrale, le till datant une avancée glaciaire antérieure apparaît entre 225 et 239 m d'altitude (GOVARE et GANGLOFF, 1987) au-dessus de sédiments lacustres qui sont, probablement, associés à l'existence ancienne d'un lac de barrage glaciaire créé à même la vallée de la rivière du Gouffre Nord-Ouest.

Dans la coupe du ruisseau Verreault, située au sud-est (fig.67), le till "local" de Baie-Saint-Paul associé au till de Gentilly repose en conformité sur la roche en place entre 8,1 et 19,7 m d'altitude. Bien que l'étendue exacte de ce matériel glaciaire dans la région ne soit pas connue avec précision, la figure 65 (voir encadré) permet de constater qu'il s'étend le long du versant de la vallée du Gouffre suivant une orientation NO-SE. Dans la Pointe de la Prairie, ce till se localise entre 22 et 29 m d'altitude, juste au-dessus de sables stratifiés avec déformations glaciotectioniques (BRODEUR, 1982).

Dans ces trois secteurs où le till de Gentilly est observable, celui-ci possède des caractéristiques semblables soit une forte proportion de sable; plus de 70% dans la coupe du ruisseau Verreault, une grande compacité et une friabilité du matériel exposé à l'air.

La tentative de corrélation qui a été faite au niveau des dépôts quaternaires dans ce secteur du moyen estuaire permet de se rendre compte de l'influence de la morphologie locale sur le régime d'écoulement glaciaire et la sédimentation dans un secteur aussi complexe que celui de la basse vallée du Gouffre.

CONCLUSION

La stratigraphie quaternaire de la basse vallée du Gouffre dressée à partir de la découverte d'un till "local" associé aux sédiments de contact glaciaire de Gentilly, le long du versant ouest de la baie Saint-Paul, a servi de cadre de référence à la description d'une chronoséquence des événements survenus au Fini-glaciaire et à l'Holocène dans ce secteur du moyen estuaire. La position stratigraphique des différents dépôts étudiés est aussi à la base des corrélations régionales établies avec les séquences de Saint-Placide dans la vallée du Gouffre Nord-Ouest et de la Pointe de la Prairie à l'Île aux Coudres.

Les datations ^{14}C obtenues sur des fossiles et des macro-restes végétaux trouvés à l'intérieur des sédiments glacio-marins, marins, estuariens et de glissements de terrain ont permis de fixer l'âge approximatif de la mise en place de ces dépôts, au cours du Quaternaire, dans la vallée inférieure de la rivière du Gouffre et de dresser une courbe d'émersion pour ce secteur de Charlevoix.

Cette courbe de relèvement isostatique laisse deviner une exondation très rapide des terres au début de la phase post-Saint-Narcisse correspondant au Goldthwaitien II, surtout du côté est de la vallée du Gouffre où le taux atteint 4,5 m/siècle, entre 11 100 et 10 600 ans BP. Elle reflète aussi un taux beaucoup plus faible le long du versant droit de la vallée, attribuable à une glace résiduelle qui aurait persisté durant environ 1500 ans, ainsi qu'une submersion marine tardive de ce côté de la vallée. Le changement brusque dans le profil de la courbe d'émersion à partir de 9950 BP traduit une diminution relative de la vitesse d'exondation dans cette partie du territoire, qui s'est effectuée de façon différentielle par rapport au versant opposé. Il résulte du fait que la basse vallée du Gouffre semble avoir été déglaciée progressivement d'est en ouest suivant deux modèles distincts reliés, en grande partie, à la topographie du site. Le versant droit de cette vallée, moins escarpé, a permis une fonte tardive et une mise en place des sédiments sous la forme de terrasses de kames tandis que sur le versant gauche, plus abrupt, de la vallée, la fusion très rapide devait s'effectuer sur place au contact des eaux de la Mer de Goldthwait.

Au cours de l'exondation de la terrasse de 20-35 m, recoupant le village de Baie-Saint-Paul, durant la première moitié de l'Holocène, celle-ci fut excavée par un glissement

de terrain survenu en milieu subaquatique dont les matériaux liquéfiés forment maintenant le substrat d'une partie des terrasses de 8-10 m, Mitis (4-6 m) ainsi que de la zone intertidale actuelle pour une superficie d'environ 1 km². Ce glissement de terrain constitue, à ce jour, le plus ancien mouvement de masse à s'être produit dans la vallée du Gouffre.

L'abaissement du niveau de la mer s'est poursuivi jusque vers 4500 ans BP dans ce secteur de l'estuaire moyen, soit avec un déphasage d'environ 2000 ans par rapport à la rive sud, déglaciée bien avant.

La transgression estuarienne (Laurentienne) subséquente a permis la mise en place des sédiments de la terrasse de 8-10 m qui fut suivie d'une régression du plan d'eau et d'une transgression mineure qui contribua à l'édification de la terrasse Mitis vers 1300 ans BP. Des conditions climatiques défavorables ont provoqués un abaissement du niveau moyen des eaux estuariennes qui se trouvaient légèrement plus bas que l'actuel, il y a environ 700 BP. Plus récente, l'édification du schorre inférieur dans la baie Saint-Paul date d'environ 220 ans BP. La hausse actuelle du niveau moyen de la nappe d'eau dans ce secteur du Saint-Laurent contribue à l'érosion des marais.

Des études portant sur le nombre, l'altitude, le profil et l'âge des terrasses latérales visibles dans la basse vallée du Gouffre restent à faire. Celles-ci pourraient permettre de déterminer l'altitude exacte atteinte par la mer lors de la submersion initiale de la vallée par les eaux goldthwaitiennes ainsi que le taux du relèvement isostatique de la vallée à cette époque. D'autres datations ¹⁴C sont aussi nécessaires afin de déterminer avec précision l'âge des basses terrasses dans la baie Saint-Paul. L'absence de dates entre 4330 et 1300 BP ne permet pas jusqu'à présent de savoir si elles sont synchrones ou non. Au niveau du bas estran, les recherches futures pourraient améliorer nos connaissances sur le Quaternaire de la région. L'existence de macro-restes trouvés sous une couche de débris organiques fossilisés, qui a été enfoui sous les sédiments intertidaux actuels, montre que la vallée a été remblayée soit par du matériel de glissement ou qu'elle a pu supporter une végétation de schorre inférieur vers 4330 ans BP. Cette dernière hypothèse est cependant peu probable compte tenu de l'âge de ± 7690 ans BP. La découverte de nouveaux horizons organiques, non datés, pourrait aussi aider à définir d'autres niveaux marins plus bas que l'actuel dans ce secteur des plus complexes de la rive nord de l'estuaire moyen.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, M.(1981): L'anse aux Canards, île d'Orléans, Québec: évolution holocène et dynamique actuelle, Géographie physique et Quaternaire. vol.35, n° 2, p.133-154, 24 fig., 3 tabl.
- ALLARD, M. et CHAMPAGNE, P.(1980): Dynamique glacielle à la pointe d'Argentenay, île d'Orléans, Québec, Géographie physique et Quaternaire. vol.34, n° 2, p.154-174.
- ANDREWS, J.T.(1971): Techniques of Till Fabric Analysis, Technical Bulletin of the British Geomorphological Research Group. Geo Abstract, University of East Englia, Norwich, England, n° 6, 43p.
- ANDREWS, J.T.(1973): Maps of the maximum postglacial marine limit and rebound for the former Laurentide Ice Sheet (The National Atlas of Canada), Arctic and Alpine Research. vol.5, n° 1, p.41-48.
- ANTEVS, E.(1925): Retreat of the Last Ice-sheet in Eastern Canada. Geological Survey of Canada, Memoir 146, 142p.
- BACON, A.(1967): Situation de la Baie-Saint-Paul face à l'industrie touristique de Charlevoix, projet d'aménagement d'une station balnéaire et culturelle. Québec, Mémoire de baccalauréat non publié, Département de géographie, Université Laval, 79p.
- BADDELEY, R.E.(1831): Additional Notes on the Geognosy of Saint Paul's Bay, in: Transactions Old Series. vol.II, p.25-39.
- BARRETTE, L.(1980): Notions générales sur la datation par le ¹⁴C. Centre de recherches minérales, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, 24p.
- BELKNAP, D.F. et HINE, A.C.(1983): Evidence for a sea level lowstand between 4500 and 2400 years B.P. on the southeast coast of the United States-discussion, Journal of Sedimentary Petrology. vol.53, p.679-685.
- BIGSBY, J.J.(1822): The Shoe and Canoe or Pictures of Travel, in: The Canadas, en deux volumes (Vol.I p.187), Paladin Press, New-York, Edition 1969 reprinted of the edition of 1850.
- BOLTON, T.E. et LEE, P.K.(1960): Post-glacial marine overlap of Anticosti Island, Quebec, Proceedings of the Geological Association of Canada. vol.12, p.67-78.
- BONENFANT, R.(1986): Géomorphologie littorale de la baie Saint-Paul, Charlevoix. Mémoire de baccalauréat non publié, Département de géographie, Université Laval, 115p.

- BONENFANT, R.(1991): Delta de la rivière Sainte-Marguerite (Saguenay): Géomorphologie et histoire Quaternaire. Ministère du Loisir, de la Chasse et de la Pêche, Direction du plein air et des parcs, 74p., 51 fig., 2 tabl., 4 ann.
- BONENFANT, R. et ALLARD, M.(1987): Fluctuations saisonnières de la limite des schorres inférieurs entre 1956 et 1980 dans la baie Saint-Paul, Charlevoix, 55^e Congrès de l'ACFAS, Ottawa, 19-22 mai, Programme et Résumés, vol.55, p.175.
- BOUSFIELD, E.L.(1964): Coquillages des côtes canadiennes de l'Atlantique. Ottawa, Musée National du Canada, 89p.
- BOUYOUCOS, G.J.(1936): Directions for making mechanical analysis of soils by the hydrometer method, *in*: Soil science, vol.42, n° 3, p.225-229.
- BROCHU, M.(1961): Déplacement de blocs par la glace le long du Saint-Laurent. Ottawa, Étude Géographique, n° 30, 27p.
- BRODEUR, D.(1982): Morphologie et histoire Quaternaire de l'Île-aux-Coudres. Thèse de maîtrise non publiée, Département de géographie, Université Laval, 256p.
- BRODEUR, D.(1987): Dépôts organiques du Wisconsinien moyen, sur l'Île-aux-Coudres, 12^{ième} Congrès International de l'INQUA, 31 juillet-9 août, Livret-guide d'excursion C-4. Processus et paléo-environnements du Quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et dans le Bas Saint-Laurent, p.19-21.
- BRODEUR, D. et ALLARD, M.(1985): Stratigraphie et Quaternaire de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.39, n° 2, p.183-197, 7 fig, 3 tabl.
- BROECKER, W.S., EWING, M. et HEEZEN, B.C.(1960): Evidence for an abrupt change in climate close to 11,000 years ago, American Journal of Science, vol.258, p.429-448.
- BRUUN, P.(1962): Sea level rise as a cause of shore erosion; Journal Waterways and Harbours Division, American Society of Civil Engineers, Proceedings, vol.88, p.117-130.
- CAILLEUX, A. et DIONNE, J.-C.(1972): Concrétions calcaires quaternaires dans le parc des Laurentides, Québec, Revue de Géographie de Montréal, vol.26, n° 4, p.361-379, 27 fig., 3 tabl.
- CHAGNON, J.-Y.(1968): Les coulées d'argile dans la province de Québec, Naturaliste canadien, vol.95, p.1327-1343.
- CHAGNON, J.-Y.(1969): Étude des phénomènes d'érosion et des dépôts de surface dans la Région de Baie-Saint-Paul - Saint-Urbain. Etude spéciale 3, Service de l'exploration géologique, Québec, 31p.
- CHAGNON, J.-Y. et LOCAT, J.(1988): The Effects of Seismic Activity on the Soils of the Charlevoix Area-Quebec, Canada, Natural and Man-Made Hazards. M.I. El-Sabh and T.S. Murty Eds, p.125-136.

- CHAGNON J.-Y. et LOCAT, J.(1992): Offset river terrace in the Charlevoix seismic zone. Commission de contrôle de l'énergie atomique, Canada, AMNEC, Contribution n° 91-02, 57p., 2 annexes.
- CHALMERS, R.(1901): Notes on the Pleistocene marine shore-lines and landslips of the north side of the St.Lawrence valley. Geological Survey of Canada, 11th Annual Report, New Ser., p.63J-70J, 1898.
- COLEMAN, A.P.(1930): The extent of Wisconsin glaciation, American Journal of Science. Ser.5, vol.20, p.180-183.
- CURRAY, J.R.(1961): Late Quaternary sea-level: a discussion, Geological Society of America Bulletin. vol.72, p.1707-1712, 2 fig.
- D'ANGLEJAN, B.(1981): Évolution post-glaciaire et sédiments récents de la plate-forme infra-littorale, baie de Sainte-Anne, estuaire du Saint-Laurent, Québec, Géographie physique et Quaternaire. vol.35, n° 2, p.253-260.
- D'ANGLEJAN, B. et BRISEBOIS, M.(1978): Recent sediments of the St.Lawrence middle estuary, Journal of Sedimentary Petrology. vol.48, n° 3, p.951-964.
- DEEVEY, E.S.Jr et FLINT, R.F.(1957): Post-glacial Hypsithermal Interval, Science. vol.125, n° 3239, p.182-184, 1 tabl.
- DEPRATTER, C.B. et HOWARD, J.D.(1981): Evidence for a sea level lowstand between 4500 and 2400 years B.P., Journal of Sedimentary Petrology. vol.51, p.1287-1295.
- DEPRATTER, C.B. et HOWARD, J.D.(1983): Evidence for a sea level lowstand between 4500 and 2400 years B.P. on the southeast coast of the United States-reply, Journal of Sedimentary Petrology. vol.53, p.682-685.
- DERRUAU, M.(1956): Le problème de la morphologie finiglaciaire et postglaciaire dans la région de Québec, d'après quelques travaux récents, Cahiers de Géographie de Québec. Numéro spécial n° 1, p.21-24.
- DIONNE, J.-C.(1963): Le problème de la terrasse et de la falaise Mic Mac, Revue Canadienne de Géographie. vol.17, n° 1-2, p.9-25.
- DIONNE, J.-C.(1971): Érosion glacielle littorale, estuaire du Saint-Laurent, Revue de Géographie de Montréal. vol.23, n° 1, p.5-20.
- DIONNE, J.-C.(1972a): Troncs d'arbres fossiles le long de la Sainte-Marguerite-ouest (Saguenay), Revue de Géographie de Montréal. vol.26, p.206-208.
- DIONNE, J.-C.(1972b): Les basses terrasses de la région de Chicoutimi, Québec, Revue de Géographie de Montréal. vol.26, n° 4, p.407-420, 19 fig., 1 tabl.
- DIONNE, J.-C.(1972c): La dénomination des mers du postglaciaire au Québec, Cahier de Géographie de Québec. vol.16, n° 39, p.483-487.
- DIONNE, J.-C.(1976): La mer de Goldthwait au Québec (État de nos connaissances). Québec, Environnement Canada, Direction des Terres, Rapport préliminaire, 109p., 2 fig.

- DIONNE, J.-C.(1977): La mer de Goldthwait au Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.31, n° 1-2, p.61-80, 1 fig.
- DIONNE, J.-C.(1981): Données préliminaires sur la charge sédimentaire du couvert de glace dans la baie de Montmagny, Géographie physique et Quaternaire, vol.35, n° 2, p.277-282.
- DIONNE, J.-C.(1984): Données préliminaires sur l'âge des schorres supérieurs de l'estuaire du Saint-Laurent, Annales de l'ACFAS, vol.51, p.151.
- DIONNE, J.-C.(1985a): Evidence of a low sea level in the St.Lawrence Estuary during the Holocene, Geological Association of Canada, Annual Meeting, Fredericton, 15-17 mai, Program with Abstracts, vol.10, p.14.
- DIONNE, J.-C.(1985b): Observations sur le Quaternaire de la rivière Boyer, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.39, n° 1, p.35-46.
- DIONNE, J.-C.(1986): Érosion récente des marais intertidaux de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.40, n° 3, p.307-323, 24 fig., 6 tabl.
- DIONNE, J.-C.(1988a): Note sur les variations du niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-Ouelle, côte sud du Saint-Laurent, Géographie physique et Quaternaire, vol.42, n° 1, p.83-88, 6 fig.
- DIONNE, J.-C.(1988b): Évidence d'un bas niveau marin durant l'Holocène à Saint-Fabien-sur-Mer, estuaire maritime du Saint-Laurent. Norois, Poitiers, t.35, n° 137, p.19-34.
- DIONNE, J.-C.(1988c): L'émersion de la côte sud du Saint-Laurent depuis la dernière glaciation. GEOS, vol.17, n° 1, p.18-21.
- DIONNE, J.-C.(1988d): Holocene Relative Sea-Level Fluctuations in the St.Lawrence Estuary, Quebec, Canada. Quaternary Research, vol.29, p.233-244.
- DIONNE, J.-C.(1988e): Le Quaternaire de la Basse terrasse à Petite-Rivière-Saint-François, moyen estuaire du Saint-Laurent,Charlevoix. Dans: Résumés des communications du VI^e Congrès de l'AQQUA, Rimouski, 22-25 septembre, p.34-36.
- DIONNE, J.-C.(1990a): Geomorphologic and stratigraphic evidence of recent neotectonic activity in the Charlevoix Area, Quebec, Canada, Geological Society of America, 25th Annual Meeting, Syracuse, New York, 4-7 mars, Abstracts with Programs, vol.22, n° 2, p.11.
- DIONNE, J.-C.(1990b): Observations sur le niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-du-Loup, estuaire du Saint-Laurent, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.44, n° 1, p.43-53, 10 fig., 2 tabl.
- DIONNE, J.-C.(1992): État des connaissances sur la terrasse Mitis: Ligne de rivage Micmac de Goldthwait, AQQUA, 7ième Congrès quadriennal, Colloque sous le

thème «Les changements environnements des régions boréales et subarctiques», 23 au 27 sept., Rouyn-Noranda, vol.18, n° 2, p.32-33.

- DIONNE, J.-C. et LACOMBE, J.(1984): Fluctuations du niveau marin dans l'estuaire du Saint-Laurent, au cours de l'Holocène, V^e Congrès de l'AQQUA, Sherbrooke, 4-7 octobre, Programme et Résumés, p.26.
- DIONNE, J.C., JURDANT, M., BEAUBIEN, J.(1968): Moraines frontales dans le Parc des Laurentides et régions avoisinantes, Annales de l'ACFAS, vol.35, p.130-131.
- DUBOIS, J.M.M.(1980): "Géomorphologie du littoral de la Côte Nord du Saint-Laurent: analyse sommaire", dans: The Coastline of Canada. S.B.MacCann editor, Commission géologique du Canada, Paper 80-10, p.215-238.
- DYKE, A.S. et PREST, V.K.(1987): The Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet, Géographie physique et Quaternaire, vol.41, n° 2, p.237-263, 3 fig., 4 cartes hors-texte.
- EL-SABH, M.I., MURTY, T.S. et BRIAND, J.M.(1988): Negative Storm Surges on Canada's East Coast, Natural and Man-Made Hazards, p.305-316.
- ELSON, J.A.(1969): Late Quaternary marine submergence of Québec, Revue de Géographie de Montréal, vol.23, n° 3, p.247-258, 3 fig.
- EMERY, K.O. et GARRISON, L.E.(1967): Sea Levels 7,000 to 20,000 Years Ago, Science, vol.157, n° 3789, p.684-687.
- EMILIANI, C.(1972): Quaternary Hypsithermals, Quaternary Research, vol.2, p.270-273.
- ENVIRONNEMENT CANADA (1981): Service de l'environnement atmosphérique du Canada, Précipitations, vol.3.
- ENVIRONNEMENT CANADA (1982): Service de l'environnement atmosphérique du Canada, Insolations, vol.1.
- EWING, M. et DONN, W.L.(1956): A Theory of Ice Ages, Science, vol.123, n° 3207, p.1061-1066.
- FAESSLER, C.(1929): *Geological traverses in the counties of Montmorency and Charlevoix; dans Report on Mining Operations in the Province of Quebec during the year 1928 (pages 175-184). Ministère des Richesses naturelles du Québec.
- FAESSLER, C.(1948): L'extension maximum de la mer Champlain au nord du St-Laurent, de Trois-Rivières à Moisie, Société Provencher d'histoire naturelle du Canada, Contribution 88, p.16-28.
- FAIRBRIDGE, R.W.(1961): Eustatic changes in sea level, *in*: Physics and Chemistry of the Earth, L.C.Ahrens *et al.* (Editions), New York, Pergamon Press, vol.4, p.99-185.

- FAIRCHILD, H.L.(1919): Pleistocene marine submergence of the Hudson, Champlain and St.Lawrence Valleys, New York State Museum Bulletin, p.209-210.
- FERLAND, M.G. et GAGNON, R.M.(1974): Climat du Québec méridional. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Direction générale des eaux, Service de la météorologie, 93p.
- FILION, L., QUINTY, F. et BÉGIN, C.(1991): A chronology of landslide activity in the valley of Rivière du Gouffre, Charlevoix, Quebec, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.38, n° 2, p.250-256.
- FLINT, R.F.(1971): Glacial and Quaternary Geology. John Wiley, New York, 892p.
- FULTON, R.J., KARROW, P.F., LASALLE, P. et GRANT, D.R.(1984): Summary of Quaternary Stratigraphy and History, Eastern Canada, *in*: Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP, Project 24, ed. R.J.Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p.193-210.
- FULTON, R.J., KARROW, P.F., LASALLE, P., GRANT, D.R.(1987): Summary of Quaternary Stratigraphy and History, Eastern Canada, Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, vol.5, Quaternary Science Reviews. (1986), -A Canadian Contribution to IGCP, Project 24, Edited by: Sibrava *et al.*, Pergamon Press, p.211-228.
- GADD, N.R.(1957): Geological aspects of Eastern Canadian flow slides. Proc.Tenth Can.Soil Mechanics Conf., MRC, TM 46, p.2-8.
- GADD, N.R.(1971): Pleistocene Geology of the Central St.Lawrence Lowlands. Geological Survey of Canada, Memoir 359, 153p.
- GODIN, G.(1979): La marée dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent, Naturaliste canadien. Service des données sur le milieu marin, Ministère des pêches et de l'environnement, P.U.L., vol.106, n° 1, p.105-121.
- GOLDTHWAIT, J.W.(1911): The Twenty-Foot Terrace and Seacliff of the Lower Saint-Lawrence, American Journal of Science. vol.32, p.291-317.
- GOVARE, E. et GANGLOFF, P.(1986): L'émersion Post-glaciaire dans le Charlevoix, Annales de l'ACFAS. université de Montréal, 12-16 mai, vol.54, n° 1, p.217.
- GOVARE, E. et GANGLOFF, P.(1987): Coupes de Saint-Placide, Charlevoix, Arrêt no. 1.3, 12ième Congrès International de l'INQUA, 31 juillet-9 août, Livret-guide d'excursion C-4. Processus et paléo-environnements du Quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et dans le Bas Saint-Laurent, p.15-19.
- GOVARE, E. et GANGLOFF, P.(1989): Paléoenvironnement d'une plage tardiglaciaire de 10 580 ans BP dans la région de Charlevoix, Québec, Géographie physique et Quaternaire. vol.43, n° 2, p.147-160, 7 fig., 6 tabl.
- GRANT, D.R.(1970): Recent coastal submergence of the maritime provinces, Canada, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.7, p.676-689.
- HARDY, L.(1970): Géomorphologie glaciaire et post-glaciaire de Saint-Siméon à Saint-François d'Assise (Comtés de Charlevoix est et de Chicoutimi). Thèse de

maîtrise non publiée, Département de géographie, Université Laval, 112p., 9 fig., 2 cartes .

- HARRISON, W. et LYON, C.J.(1963): Sea-level and crustal movements along the New England-Acadian shore 4500-3000 years BP, Journal of Geology, vol.71, n° 1, p.96-108.
- HILLAIRE-MARCEL, C.(1977): Les isotopes de carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.31, n° 1-2, p.81-106.
- HILLAIRE-MARCEL, C. et OCCHIETTI, S.(1977): Fréquences des datations au ^{14}C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol.21, n° 1, p.17-54.
- HOUDE, A.(1978): Atlas climatologique du Québec. Service de la météorologie, Québec, Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des eaux.
- HOUDE, M., PILON, C. et THIBAUT, J.L.(1970): Cartographie géomorphologique de la dépression de Baie-Saint-Paul à Saint-Urbain. Mémoire de baccalauréat non publié, Département de géographie, Université Laval, Québec, 48p.
- IVES, J.D.(1978): The maximum extend of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation, Arctic, vol.31, n° 1, p.24-53.
- JELGERSMA, S.(1966): Sea-level changes during the last 10,000 years, *in*: Royal Meteorological Society London: "Proceedings of the International Symposium on World Climate from 8000 to 0 B.C.", p.54-71.
- JOHNSON, D.W.(1925): The New England-Acadian Shoreline. John Wiley and sons, New York, 608p.
- KARROW, P.F.(1959): Surficial geology, Grondines, Quebec, Geological Survey of Canada, Map-41.
- KARROW, P.F.(1972): Earthflows in the Grondines and Trois Rivières, Québec, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.9, p.561-573.
- KOMAR, P.D.(1976): Beach Processes and Sedimentation. Englewood. Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, 429p.
- KRANCK, K.(1972): Geomorphological development of post-Pleistocene sea level changes, Northumberland Strait, Maritime Provinces, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.9, p.835-844.
- LABELLE, C. et RICHARD, P.(1981): Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Géographie physique et Quaternaire, vol.35, n° 3, p.345-359.
- LACOMBE, P.(1981): Description de la géomorphologie littorale entre les municipalités de la Petite-Rivière-Saint-François et la Baie-Saint-Paul, Québec. Mémoire de baccalauréat non publié, Département de géographie, Université Laval, 41p.

- LAJOIE, P.-G.(1974): Les coulées d'argiles des basses-terrasses de l'Outaouais, du Saint-Laurent et du Saguenay, Revue de Géographie de Montréal, n° 28, p.419-428.
- LAJOIE, G.(1981): Zones exposées aux mouvements de terrain, région de Charlevoix, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-812.
- LAMOTHE, M.(1987): Pleistocene stratigraphy in the St.Lawrence Lowland: the central St.Lawrence Lowland, p.15-41. *In*: M.Lamothe, édit., Pleistocene stratigraphy in the St.Lawrence Lowland and the Appalachians of southern Québec: A field guide, vol.4, 201p.
- LASALLE, P.(1966): Late Quaternary vegetation and glacial history in the St.Lawrence Lowlands, Canada. Leidse Geologische Mededelingen, vol.38, p.91-128.
- LASALLE, P.(1969): Notes on the St-Narcisse morainic system north of Quebec City, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.7, n° 2, p.516-521.
- LASALLE, P.(1984): Quaternary stratigraphy of Québec: a review, *in*: Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, édition R.J.Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p.155-171.
- LASALLE, P. et RONDOT, J.(1967): «New ¹⁴C Dates from the Lac Saint-Jean Area, Quebec», Canadian Journal Earth Science, n° 4, p.568-571.
- LASALLE, P. et CHAGNON, J.-Y.(1968): An ancient landslide along the Saguenay River, Quebec, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.5, p.548-549.
- LASALLE, P. et ELSON, J.A.(1975): Emplacement of the St.Narcisse Moraine as a climatic event in Eastern Canada, Quaternary Research, vol.5, p.621-625.
- LASALLE, P. et TREMBLAY, G.(1978): Dépôts meubles, Saguenay--Lac Saint-Jean. Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale de la recherche géologique et minérale, RG-191, 61p.
- LASALLE, P., HARDY, L. et POULIN, P.(1972): Une position du front glaciaire au nord et au nord-est de la ville de Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des Mines, Publication spéciale S-135, 8p.
- LASALLE, P., MARTINEAU, G. et CHAUVIN, L.(1977): Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame-Parc des Laurentides. Québec, Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des mines, DPV-516, 74p.
- LAVOIE, J.(1987): Étude morpho-sédimentologique du rivage de Grondines. Thèse de maîtrise non publiée, Département de géographie, Université Laval, Québec, 158p., 2 cartes hors-texte.
- LOCAT, J.(1977): L'émergence des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.31, n° 3-4, p.297-306, 5 fig.
- LOCAT, J.(1978): Le Quaternaire de la région de Baie-des-Sables--Trois-Pistoles. Québec, Ministère des Richesses Naturelles, DPV-605, 64p.

- LORTIE, G. et GUILBAUT, (1984): Les diatomées et les foraminifères de sédiments marins post-glaciaires du Bas Saint-Laurent (Québec): Une analyse comparée des assemblages, Naturaliste canadien, vol.111, p.297-310.
- MARK, D.M.(1973): Analysis of axial orientation data, including till fabrics, Geological Society of America Bulletin, vol.84, p.1369-1374.
- MARK, D.M.(1974): On the interpretation of tills fabrics, Geology, vol.2, p.101-104.
- MAWDSLEY, J.B.(1927): St.Urbain Area, Charlevoix District, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 152, 58p.
- MILLER, M.L.(1952): Geology of the St-Siméon--Tadoussac Map area Charlevoix, Chicoutimi and Saguenay counties, Quebec. Département des Mines, Rapport préliminaire n° 266.
- MILLIMAN, J.D. et EMERY, K.O.(1968): Sea Levels during the Past 35,000 Years, Science, vol.162, n° 3858, p.1121-1123.
- MÖRNER, N.A.(1969): Eustatic and climatic changes during the last 15,000 years, Geology Miinbow, vol.48, n° 4, p.389-399.
- MORRIS, P.A.(1978): A Field Guide to Shells of the Atlantic and Gulf Coasts and the West Indies, *in*: The Peterson Field Guide Series, H.M.Co., Boston, 3rd edition, 330p., 76 pl.
- NISSAIRE, M.-L.T.(1981): Étude qualitative des calcaires dans les régions de Baie-Saint-Paul, La Malbaie, Simard et Havre-Saint-Pierre. Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale de la recherche géologique et minérale. DPV-788, 50p.
- NUMMEDIAL, D., PILKEY, O.H. et HOWARD, J.D.(1987): Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution, Based on a Symposium in Honor of William Armstrong Price, Sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no.41, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- OCCHIETTI, S.(1977): Stratigraphie du Wisconsinien de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.31, n° 3-4, p.307-324.
- OCCHIETTI, S.(1982): Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.36, n° 1-2, p.15-49.
- OCCHIETTI, S.(1987): Dynamique de l'inlandsis laurentidien du Sangamonien à l'Holocène, Géographie physique et Quaternaire, vol.41, n°2, p.301-313, 5 fig.
- OCCHIETTI, S. et HILLAIRES-MARCEL, C.(1977): Chronologie ¹⁴C des événements paléogéographiques du Québec depuis 14 000 ans, Géographie physique et Quaternaire, vol.31, n° 1-2, p.123-133.

- OSBORNE, F.F.(1951): Parc des Laurentides ice cap and the Quebec sea, Naturaliste canadien, vol.78, n^o 7-8, p.222-251, 4 fig.
- PAINCHAUD, A., DUBOIS, J.M.M. et GWYN, Q.H.J.(1984): Déglaciation et émergence des terres de l'ouest de l'île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.38, n^o 2, p.93-111.
- PÊCHE ET OCÉANS CANADA (1971): Cap de la Baie à/to Cap aux Corbeaux, Carte bathymétrique n^o 3691, 1/10 000, U.T.M.(Univers transvers Mercator), Service hydrographique du Canada.
- PÊCHE ET OCÉANS CANADA (1988): Table des marées et courants du Canada, vol.3, Fleuve Saint-Laurent et rivière Saguenay, 39p.
- PERRON, J.-R.(1959): Géographie régionale de la Basse-vallée du Gouffre. Thèse de maîtrise non publiée, Département de géographie, Université Laval, 174p.
- PIRAZZOLI, P.(1976): Les variations du niveau marin depuis 2000 ans, mémoires du laboratoire de géomorphologie de l'École pratique des Hautes Études publiés sous la direction de F.Verger, Mémoire n^o 30, 421p.
- PIRAZZOLI, P.A.(1977): Sea level relative variations in the World during the last 2000 years, Zeitschrift für Geomorphologie, vol.21, n^o 3, p.284-296.
- POULIN, P.(1977): Le complexe morainique de Saint-Narcisse dans le secteur sud de la rivière Malbaie. Interprétation paléoclimatique par l'analyse pollinique. Thèse de maîtrise non publiée, Département de géographie, Université Laval, 83p.
- PRAEG, D., d'ANGLEJAN, B. et SYVITSKI, J.P.M.(1992): Seismostratigraphy of the middle St.Lawrence Estuary: A late Quaternary glacial marine to estuarine depositional/erosional record, Géographie physique et Quaternaire, vol.46, n^o2, p.133-150, 9 fig., 1 tabl.
- PREST, V.K.(1969): Retreat of Wisconsin and recent ice in North America. Geological Survey of Canada, Map 1257 A, scale 1: 5 000 000.
- PREST, V.K.(1973): Recul du dernier inlandsis, dans: Atlas national du Canada, Ottawa, Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, échelle: 1/15 000 000.
- PRICHONNET, G.(1977): La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine, Géographie physique et Quaternaire, vol.31, n^o 3-4, p.323-345.
- QUÉBEC (1973): Isle-aux-Coudres, Ministère des Terres et Forêts, carte topographique n^o 21M08-200-0201, 1/20 000.
- QUILLIAM, L.(1987): Évolution récente et dynamique écologique actuelle du marais littoral à Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix. Mémoire de maîtrise non publié, Département de géographie, Université Laval, 142p.
- QUILLIAM, L. et ALLARD, M.(1989): Évolution géomorphologique du glissement de terrain et du marais littoral de Saint-Joseph-de-la-Rive, Charlevoix, Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol.43, n^o 3, p.367-376, 8 fig., 3 tabl.

- REINECK, H.-E. et SINGH, B.(1980): Depositional Sedimentary Environments, 2nd Edition, Springer-Verlag, New York, Revised and Updated Edition, 549p.
- RICHARD, P. et POULIN, P.(1976): Un diagramme pollinique au mont des Eboulements, région de Charlevoix, Québec, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.13, n° 1, p.146-156.
- RONDOT, J.(1968): Nouvel impact météoritique fossile? La structure semi-circulaire de Charlevoix, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.5, p.1305-1317.
- RONDOT, J.(1970): La structure de Charlevoix comparée à d'autres impacts météoritiques, Canadian Journal of Earth Sciences, vol.7, p.1194-1202.
- RONDOT, J.(1971): Impactite of the Charlevoix Structure, Québec, Canada, Journal of Geophysical Research, vol.76, p.5414-5423.
- RONDOT, J.(1972a): Géologie de la région de la Rivière du Gouffre, Comté de Charlevoix. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, RP-205, 29p.
- RONDOT, J.(1972b): Géologie de la structure de Charlevoix. 24ième Congrès Géologique International, Section III, p.140-147.
- RONDOT, J.(1972c): La Transgression Ordovicienne dans le Comté de Charlevoix, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol.9, p.1187-1203.
- RONDOT, J.(1974): L'épisode glaciaire Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec, Revue de Géographie de Montréal, vol.28, n° 4, p.375-388, 13 fig., carte hors texte.
- RONDOT, J.(1979): Reconnaitances géologiques dans Charlevoix-Saguenay. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, DPV-682, 44p.
- RONDOT, J.(1989): Géologie de Charlevoix: Introduction et Précambrien. Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, MB 89-21, 2 volumes, 606p.
- SCHOFIELD, J.C.(1960): Sea level fluctuations during the last 4000 years as Recorded by a Chenier Plain, Fifth of Thomes, New Zealand; New Zealand Journal of Geology and Geophysics, vol.3, p.467-485.
- SÉRODES, J.B. et DUBÉ, M.(1983): Dynamique sédimentaire d'un estran à spartines (Kamouraska, Québec), Naturaliste canadien - (Revue d'Écologie et de Systématique), vol.110, p.11-26.
- SHEPARD, F.P.(1937): Revised classification of marine shorelines, Journal of Geology, vol.45, p.602-625.
- SHEPARD, F.P.(1964): Sea Level Changes in the Past 6000 Years: Possible Archaeological Significance, Science, vol.143, n° 3606, p.574-576.
- SHEPARD, F.P. et SUESS, H.E.(1956): Rate of Postglacial Rise of Sea Level, Science, vol.123, n° 3207, p.1082-1083.
- TERASMAE, J.(1961): Notes on Late-Quaternary climatic changes in Canada, Annals New York Academy of Sciences, p.658-675.

- THOMAS, R.H.(1977): Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St.Lawrence Valley system, Géographie physique et Quaternaire, vol.31, n° 3-4, p.347-356.
- TREMBLAY, G.(1971): Structures sédimentaires dans les dépôts meubles, Saguenay-Lac-Saint-Jean, Québec, Cahiers de Géographie du Québec, vol.15, n° 36, p.537-546.
- TREMBLAY, G.(1975): Géologie du Quaternaire: région de Sept-Iles/Port-Cartier, Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des Mines, Rapport DP-304, 43p., 3 cartes au 1/63 360.
- VARNES, D.J.(1958): Landslide Types and Processes, Chapter Three, *In: Landslides and engineering practice*. E.B. Eckel (Ed.), Nat. Res. Council., Highw. Res. Bd., Spec. Rep., n° 29, p.20-47.
- WAGNER, F.J.E.(1968): Illustrated check-list of marine Pleistocene invertebrate fossils of Quebec, Naturaliste canadien, vol.95, p.1409-1423.
- WAGNER, F.J.E.(1970): Faunas of the Pleistocene Champlain Sea. Geological Survey of Canada, Bulletin n° 181, 104p., 1 fig., 7 pl.
- WALCOTT, R.I.(1972b): Late Quaternary vertical movements in Eastern North America: Quantitative evidence of glacio-isostatic rebound, Review of Geophysics and Space Physics, vol.10, p.849-884.
- WATTS, A.B.(1982): Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level, Nature, vol.297, n° 5866, p.469-474.
- WILSON, C.V.(1971): Le climat du Québec, première partie, Atlas climatique, Canada, Service météorologique, Études climatologiques II, 44 fig.
- WRIGHT, H.E.Jr (1971): Retreat of the Laurentide Ice Sheet From 14,000 to 9,000 Years Ago, Quaternary Research, vol.1, p.316-330.

1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Re Q ₁	Re Q ₂	T.P. 15	BN										X
XI	XII	Liste Des										11	
12												25	
26												39	
40												53	
54												67	
68												81	

2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Re 2	82							90	91	92	93		
94		96	97									106	
107												120	
121												134	
135												148	
MAP													

site Morpho-
 dimentologique
 la basse
 allée de la
 rivière du ...

next fiche →

3

