

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

ÉVOLUTION ET DÉGRADATION DU BARACHOIS DE PASPÉBIAC

Mémoire

présenté à l'Université du Québec à Rimouski

comme exigence partielle

de la Maîtrise en Sciences (Océanographie)

Par

Luc Renaud

B. SC. (Géographie)

Novembre 2000

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

REMERCIEMENTS

D'abord, je tiens à remercier mon directeur de mémoire, Dr. Bernard Long, pour ses conseils sur le plan scientifique et personnel. Sans ses efforts et sa confiance, ce mémoire n'existerait pas.

Je voudrais également remercier les personnes suivantes pour leurs contributions directes ou indirectes à mon mémoire :

- Stéphanie Harnois pour son incroyable patience et son affection
- Christian Fraser et Emmanuel Luce pour m'avoir transmis leur joie de vivre ainsi que leur amitié
- Vincent Roy à qui je porte une grande amitié
- Valérie Belzile qui fût mon droit chemin
- Marie-Ève Garon pour sa capacité à me faire rêver
- Jean-Luc Heyvang que je découvre encore
- Jean-François Crémer pour son habileté à manier la mire et tout le reste
- Sylvain Leblanc pour son talent sur le terrain
- Dr. Phillip Hill qui m'a transmis, de belle façon, ses connaissances.

Enfin, une pensée pour tous ces gens qui ont marqué mon aventure rimouskoise!

Je dédie ce mémoire à tous les jeunes de milieu défavorisé, quelque soit l'endroit sur la planète, et à tous ces gens qui croient en eux, sans les juger, afin qu'ils puissent espérer vivre de bonheur et avoir une chance, si mince soit-elle, de simplement réussir!

RÉSUMÉ

Le cordon est du barchois de Paspébiac en Gaspésie, qui est un système de barres sableuses en croissant, a subi un recul de 300 mètres depuis 1870, réduisant la superficie de la lagune qu'il protège et menaçant les bâtiments construits sur le cordon ouest. L'objectif principal de l'étude consiste à déterminer l'évolution dans l'espace et dans le temps (géométrie-déplacement) du barchois de Paspébiac en fonction des conditions de mise en place du système et des conditions actuelles qui modifient le milieu. Afin de poursuivre cet objectif, des mesures de profils sismiques, de profils de plage, de courants et des carottages ont été effectués autour et à l'intérieur de la lagune. Les résultats montrent que la source des sédiments qui est à l'origine et qui alimente le barchois postglaciaire en érosion, est un delta formé dans un contexte de régression forcée. La source des sédiments est en voie d'épuisement, ce qui explique l'érosion et le recul du cordon est depuis 1870. Le barchois est actuellement situé à la limite des dépôts deltaïques et ces derniers alimentent de moins en moins le système. Les interventions anthropiques ne causent pas directement le recul du cordon mais par contre, accélèrent le processus. Aujourd'hui, plusieurs indices d'érosion, tels que des débordements de tempête ou de l'ensablement de la lagune par un grau situé dans le cordon est, montrent que le barchois continue son recul. Étant donné que ce recul est le résultat d'un processus naturel, une intervention humaine serait nécessaire pour le sauvegarder.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	I
RÉSUMÉ.....	IV
TABLE DES MATIÈRES.....	VI
LISTE DES TABLEAUX.....	XI
LISTE DES FIGURES.....	XIII
1. INTRODUCTION.....	1
1.1. Revue de littérature et problématique.....	2
1.2. Objectif général.....	5
1.3. Localisation et description du site à l'étude.....	6
2. MATÉRIELS ET MÉTHODES.....	12
2.1. Évolution temporelle du barachois.....	13
2.2. Mise en place des sédiments et les caractéristiques des faciès sédimentaires.....	14
2.3. Profils de plage.....	16
2.4. Caractéristiques des courants.....	18
2.5. Granulométrie.....	20
2.6. Carottes.....	20
3. RÉSULTATS.....	22
3.1. Évolution temporelle du barachois.....	23
3.2. Mise en place des sédiments et les caractéristiques des faciès sédimentaires.....	27
3.2.1. Au large du cordon est.....	27
3.2.1.1. <i>Interprétation</i>	29

3.2.2.	À l'intérieur du barachois.....	34
3.2.2.1.	<i>Interprétation</i>	36
3.2.3.	Bathymétrie et topographie de la roche en place.....	38
3.2.3.1.	Sédiments.....	38
3.2.3.2.	Roche en place.....	40
3.2.3.3.	Épaisseur des sédiments.....	41
3.2.3.4.	<i>Interprétation</i>	41
3.3.	Profils de plage.....	42
3.3.1.	Cordon est.....	43
3.3.1.1.	Profil 2.....	43
3.3.1.2.	Profil 3.....	44
3.3.1.3.	Profil 4.....	44
3.3.1.4.	Profil 5.....	45
3.3.1.5.	Profil 6.....	46
3.3.1.6.	Profil 7.....	47
3.3.1.7.	Profil 8.....	49
3.3.1.8.	Profil 9.....	51
3.3.1.9.	Profil 10.....	52
3.3.1.10.	Profil 11.....	53
3.3.1.11.	Profil 12.....	54
3.3.1.12.	<i>Interprétation</i>	56

3.3.2.	Épis rocheux.....	56
3.3.2.1.	Profil 13.....	56
3.3.2.2.	Profil 14.....	57
3.3.2.3.	<i>Interprétation</i>	58
3.3.3.	Flèche sableuse.....	59
3.3.3.1.	Profil 15.....	59
3.3.3.2.	Profil 16.....	60
3.3.3.3.	Profil 17.....	61
3.3.3.4.	Profil 18.....	62
3.3.3.5.	<i>Interprétation</i>	64
3.4.	Caractéristiques des courants et du transport sédimentaire.....	64
3.4.1.	Station 1-C1681106.....	65
3.4.2.	Station 3-C1681066.....	67
3.4.3.	Station 4-C0768066.....	68
3.4.4.	Station 7-C0768106.....	69
3.4.5.	Station 9-C0768176.....	71
3.4.6.	Station 11-C0768256.....	72
3.4.7.	<i>Interprétation</i>	75
3.5.	Stratigraphie des dépôts lagunaires.....	76
3.5.1.	Carotte 1.....	77
3.5.2.	Carotte 2.....	79

3.5.3. Carotte 3.....	81
3.5.4. Carotte 4.....	83
3.5.5. Carotte 5.....	85
3.5.6. <i>Interprétation</i>	87
4. DISCUSSION.....	90
4.1 Mise en place du barachois de Paspébiac.....	91
4.2 Évolution actuelle du barachois de Paspébiac.....	97
5. CONCLUSION.....	107
RÉFÉRENCES.....	111
ANNEXE.....	123

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Régime des vents à la station météorologique de New-Carlisle en Gaspésie.....	9
Tableau 2 : Taux de recul annuel du cordon est du barachois de Paspébiac.....	25
Tableau 3 : Caractéristiques des profils du cordon est du barachois de Paspébiac de septembre à novembre.....	55
Tableau 4 : Données des vitesses de courant par station de mesure.....	65
Tableau 5 : Caractéristiques du potentiel de transport sédimentaire.....	74

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de localisation du site à l'étude.....	7
Figure 2 : Localisation du relevé sismique pour le 2 et 5 juin 1998.....	14
Figure 3 : Localisation du relevé sismique pour le 3 juin 1998.....	15
Figure 4 : Localisation des relevés de profil de plage.....	17
Figure 5 : Localisation des stations de courantomètre.....	19
Figure 6 : Localisation des carottes.....	21
Figure 7 : Position temporelle de la ligne de rivage.....	23
Figure 8 : Position de la ligne de rivage entre 1934 et 1992.....	26
Figure 9 : Faciès de type A.....	30
Figure 10 : Faciès de type B.....	31
Figure 11 : Faciès de type C.....	32
Figure 12 : Distribution des faciès sismiques en face du cordon est.....	34
Figure 13 : Faciès du chenal rapproché du cordon est.....	37
Figure 14 : Faciès du chenal éloigné du cordon est.....	38
Figure 15 : Bathymétrie en face du cordon est.....	39
Figure 16 : Topographie de la roche en place en face du cordon est.....	40
Figure 17 : Variations du profil de plage 2 – Cordon est.....	43
Figure 18 : Variations du profil de plage 3 – Cordon est.....	44
Figure 19 : Variations du profil de plage 4 – Cordon est.....	45
Figure 20 : Variations du profil de plage 5 – Cordon est.....	46
Figure 21 : Variations du profil de plage 6 – Cordon est.....	47

Figure 22 : Variations du profil de plage 7 – Cordon est.....	48
Figure 23 : Variations du profil de plage 7A – Cordon est.....	48
Figure 24 : Variations du profil de plage 8 – Cordon est.....	50
Figure 25 : Variations du profil de plage 8A – Cordon est.....	50
Figure 26 : Variations du profil de plage 9 – Cordon est.....	51
Figure 27 : Variations du profil de plage 10 – Cordon est.....	52
Figure 28 : Variations du profil de plage 11 – Cordon est.....	53
Figure 29 : Variations du profil de plage 12 – Cordon est.....	54
Figure 30 : Variations du profil de plage 13 – Épis rocheux.....	57
Figure 31 : Variations du profil de plage 14 – Épis rocheux.....	58
Figure 32 : Variations du profil de plage 15 – Flèche sableuse.....	60
Figure 33 : Variations du profil de plage 16 – Flèche sableuse.....	61
Figure 34 : Variations du profil de plage 17 – Flèche sableuse.....	62
Figure 35 : Variations du profil de plage 18 – Flèche sableuse.....	63
Figure 36 : Variations du profil de plage 18A – Flèche sableuse.....	63
Figure 37 : Direction et vitesse de courant – Station 1.....	66
Figure 38 : Direction et vitesse de courant – Station 3.....	67
Figure 39 : Direction et vitesse de courant – Station 4.....	69
Figure 40 : Direction et vitesse de courant – Station 7.....	70
Figure 41 : Direction et vitesse de courant – Station 9.....	71
Figure 42 : Direction et vitesse de courant – Station 11.....	73

Figure 43 : Légende pour les figures de carotte.....	77
Figure 44 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 1.....	78
Figure 45 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 2.....	80
Figure 46 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 3.....	82
Figure 47 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 4.....	84
Figure 48 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 5.....	86
Figure 49 : Morphologie interne du cordon est du barchois de Paspébiac.....	93
Figure 50 : Étapes menant à la formation du barchois de Paspébiac.....	94
Figure 51 : Débordement de tempête situé à l'est du grau.....	98
Figure 52 : Végétation attaquée par les débordements de tempête.....	100
Figure 53 : Microfalaise de tourbe située sur le flanc externe de plage à l'ouest du grau.....	101
Figure 54 : Érosion de la falaise située à l'ouest de l'épis rocheux.....	104

INTRODUCTION

L'étude du barchois de Paspébiac est réalisée dans le cadre de la restauration et de la mise en valeur du site par la Chambre de Commerce du Grand Paspébiac. Le projet a pour but de déterminer l'évolution et la dégradation du Barchois de Paspébiac afin d'assurer la viabilité des investissements récréo-touristiques projetés.

Sans compter l'effet des interventions humaines, le barchois de Paspébiac subit une dégradation naturelle importante. Entre 1934 et 1992, le cordon est du barchois a subi un recul d'environ 200 mètres (Ropars, 1997). Il devient important de connaître les causes de ce problème et les solutions à envisager pour y remédier. En plus des investissements projetés, les bâtiments présents sur le cordon ouest sont également menacés.

1.1. Revue de littérature et problématique

Les barchois de la Gaspésie ont fait l'objet de très peu d'étude. Ils constituent un milieu écologique d'importance où la diversité de la flore et de la faune est particulièrement élaborée (Jacquaz, 1990). Logimer (1984) pour le compte de la MRC de Bonaventure a été le premier à décrire, au niveau morphologique, les barchois de la Gaspésie. Une étude de Bergeron (1995) décrivant les aspects géomorphologiques, chimiques et surtout biologiques du barchois de Paspébiac a permis de mettre en évidence la valeur écologique de ce type de milieu.

La rive nord de la Baie des Chaleurs, le long de la côte sud de la Gaspésie, comporte plusieurs environnements sédimentaires, actuels et anciens, contrôlés par des processus estuariens. La majorité des barachois font partie de ces environnements. Ils forment la partie externe d'un système estuarien qui en comporte trois : la partie interne dominée par les processus fluviaux (delta de rivière – sédiments terrigènes), la partie centrale de faible énergie (zone marécageuse) et la partie externe dominée par les processus marins (cordons littoraux – sédiments marins) (Dalrymple, 1992).

Le barachois de Paspébiac est quant à lui différent. Il est formé par une lagune partiellement ouverte par un grau étroit qui occasionnellement se referme. Cette lagune, protégée physiquement du milieu marin, est caractérisée par deux cordons littoraux se rencontrant au large en formant un triangle tel que décrit par Jonhson (1925), Zenkovich (1967), King (1972) et Duffy et al. (1989). Ce type de formation est fréquent sur la côte est des États-Unis, en particulier dans les états du Maine et de la Virginie (Duffy et al., 1989).

Les systèmes lagunaires des maritimes ont commencé à se former dans les derniers cinq millénaires lorsque la remontée marine a ralenti et a permis la formation de cordons littoraux (Carter, 1988; Carter et al., 1989). Certains systèmes lagunaires ont atteint des conditions d'équilibre tel que celui de Great Sound, au New-Jersey (Carson et al., 1988) et d'autres, comme à Fancys Point en Nouvelle-Écosse (Shaw et al., 1993) ou sur la péninsule de Delmarva, en Virginie (Oertel et al., 1989) sont en transgression car ils ne peuvent évoluer au rythme des

modifications dues à la hausse de niveau marin (Stevenson et al., 1986; Oertel et al., 1989; Björn et Magill, 1989; Shaw et al., 1993).

Le déséquilibre d'un système lagunaire s'explique également par un apport sédimentaire déficient (Duffy et al., 1989; Björn et Magill, 1989). Le manque de sédiments provoque la diminution de la hauteur des cordons littoraux. Cet état entraîne l'augmentation de la fréquence des débordements de tempête qui sont à l'origine d'une migration du système vers la côte (Héquette et Ruz, 1986; Oertel et al., 1989; Shaw et al., 1993). Dans ces conditions de déficit sédimentaire et de hausse de niveau marin, certains systèmes subissent une profonde régression qui peut atteindre jusqu'à 8 mètres par année (Shaw et al., 1993).

Afin de déterminer les causes de la transgression des cordons littoraux, il devient impératif d'établir un bilan sédimentaire et ainsi de connaître les sources de sédiments qui les ont mis en place. Pour un système spécifique, les sources peuvent provenir de l'érosion de la côte adjacente (Shaw et al., 1993), de l'érosion de dépôts glaciels (Forbes et al., 1991; Shaw et al., 1993), du remaniement de dépôts deltaïques actuels (Penland et al., 1985; Björn et Magill, 1989) ou anciens (Héron et al., 1984; Penland et al., 1985; Kelly et al., 1987; Duffy et al., 1989; Boyd et al., 1992).

L'ensemble de ces facteurs naturels, combinés aux interventions humaines, doivent être pris en considération afin d'évaluer l'évolution complexe d'un système lagunaire tel que celui du

barachois de Paspébiac. L'approche employée pour déterminer les causes de la transgression du barachois devrait permettre une meilleure compréhension de l'origine et de l'évolution du système.

1.2. Objectif général

L'objectif principal de l'étude consiste à déterminer l'évolution dans l'espace et dans le temps (géométrie-déplacement) du barachois de Paspébiac en fonction des conditions de mise en place du système et des conditions actuelles qui modifient le milieu. Le but est d'identifier les facteurs naturels et humains qui sont à l'origine de la dégradation du système lagunaire et ainsi de pouvoir proposer des solutions de réhabilitation du système.

De façon plus spécifique, les éléments suivants seront étudiés :

- l'évolution passée à long terme du système.
- la mise en place et l'agencement des faciès sismiques existant dans le barachois, afin d'interpréter la genèse du système et son évolution actuelle.
- l'évolution saisonnière du profil de la plage, afin de déterminer l'importance de la migration du cordon littoral par les processus de débordements durant un cycle saisonnier.

- l'importance des courants de marée au niveau du grau et des chenaux de la lagune, afin d'évaluer le transit des sédiments entrant dans la lagune en fonction de leur granulométrie.
- la stratigraphie des dépôts, à l'intérieur de la lagune, pour connaître l'évolution des conditions de dépôt.

1.3. Localisation et description du site à l'étude

Le barachois de Paspébiac est situé sur la rive nord de la Baie des Chaleurs, en Gaspésie, sur le territoire de la municipalité du même nom (figure 1). Il est positionné à partir d'un repère géodésique du Service hydrographique du Canada, situé sur le quai commercial est, au 48° 01' 03" N et au 65° 15' 28" O.

Du point de vue géologique, la région de Paspébiac correspond à la formation de Bonaventure, datant du Carbonifère (350 millions d'années) et s'étendant dans la région immédiate de New-Richmond à Port-Daniel. Cette formation, qui se retrouve également dans la région de Percé, est caractérisée par des dépôts dus à des écoulements fluviaux en milieu semi-aride (Bail, 1983). La nature friable de cette formation gréseuse favorise la production de sables tels que ceux qui forment les plages, cordons littoraux et flèches sableuses qui se retrouvent en abondance sur l'ensemble de la rive de la baie des Chaleurs (Logimer, 1984).

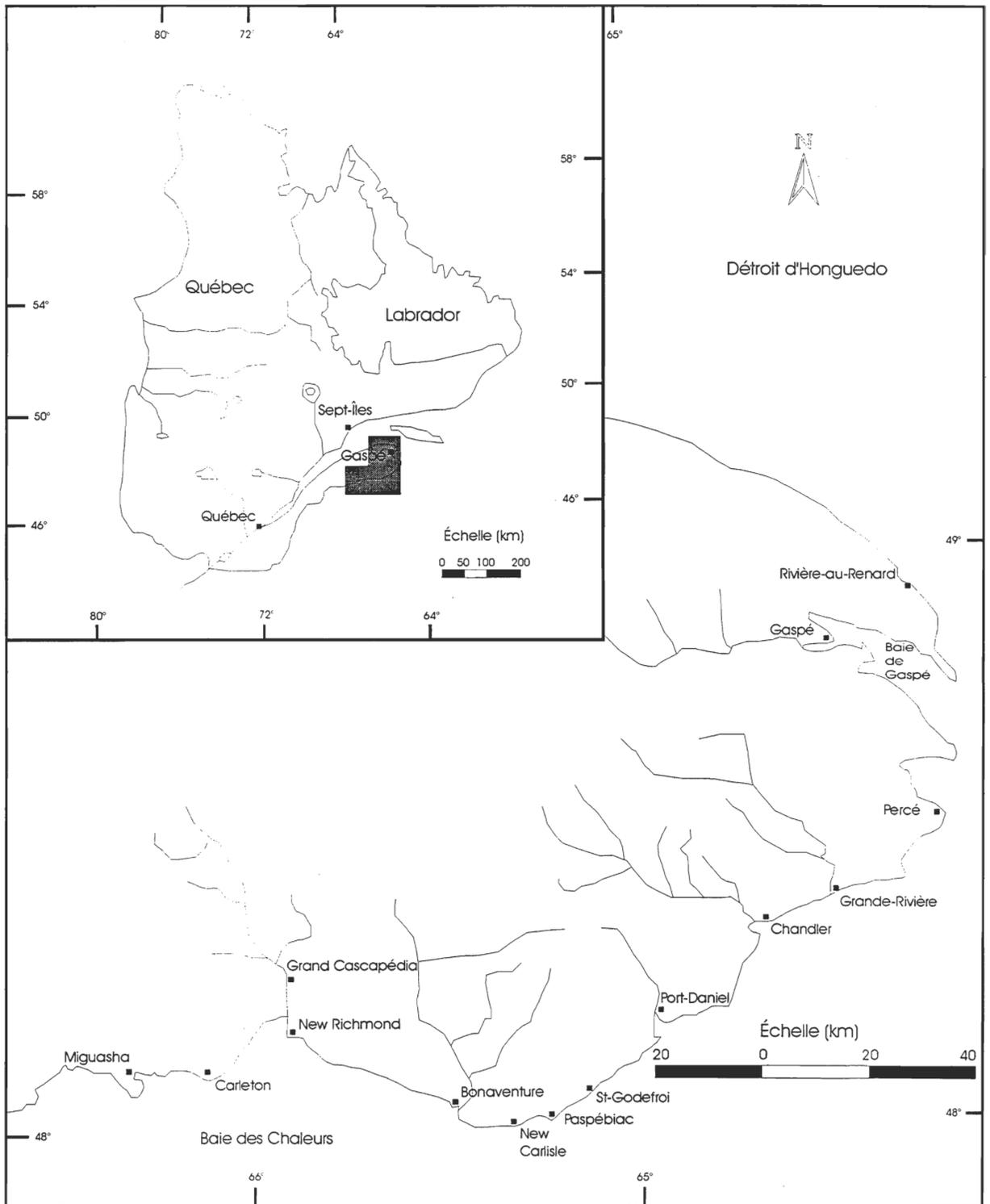


Figure 1 : Carte de localisation du site à l'étude

La Baie des Chaleurs est le quatrième estuaire en importance dans l'est du Canada (Syvitski, 1992). Il s'étend sur une longueur de 180 km et sur une largeur maximale de 38 km pour une superficie totale de 5670 km². L'estuaire est de type partiellement mélangé, influencé par les courants de marée, un apport en eau douce important et des turbulences induites par les vagues (Schafer, 1977). Au large de Paspébiac, la profondeur maximale est de 75 mètres alors que celle de la baie atteint 135 mètres et est située en amont de la baie (Syvitski, 1992).

Le régime des houles à l'entrée de la Baie des Chaleurs est caractérisé par une houle moyenne de tempêtes de 2,1 mètres de hauteur et de 9 secondes de période (Syvitski, 1992). Durant les tempêtes exceptionnelles près du Golfe du Saint-Laurent, la houle supérieure atteint 4,9 mètres de hauteur avec 9 secondes de période (Syvitski, 1992). Ce régime est suffisant pour affecter le fond de la baie jusqu'à une profondeur de 8 mètres. À l'intérieur de la Baie des Chaleurs, près du barachois de Paspébiac, les régimes de houle moyenne et de tempête sont inférieurs à ceux de l'entrée de la baie.

Les conditions de vent sont données par la station météorologique de New-Carlisle, située à 2 km du barachois de Paspébiac, les vents dominants (tableau 1) sont du secteur ouest nord-ouest durant 58% de l'année. Les vents plus importants, des secteurs est et sud-est ont une fréquence de 14% (Environnement Canada, 1998). Ces vents peuvent générer des vagues de 1,5 mètres de hauteur et de 3 secondes de période et de 2,5 mètres de hauteur et de 7 secondes de

période durant les tempêtes. Ces vagues remanient le fond jusqu'à une profondeur de 5 mètres (Boczar-Karakiewicz, comm. pers., 1999).

Tableau 1 : Régime des vents à la station météorologique de New-Carlisle en Gaspésie

Direction (°)	Direction (°)	Secteur	X (km/h)	%
337.5	22.5	N	9.93	10.6
22.5	67.5	NE	10.85	8.09
67.5	112.5	E	9.06	8.74
112.5	157.5	SE	9.88	5.03
157.5	202.5	S	9.94	4.76
202.5	247.5	SO	9.83	4.11
247	292.5	O	20.49	36.9
				8
292.5	337.5	NO	10.64	21.4
				1

Dans la baie des Chaleurs, le régime des courants de surface est similaire au régime des courants près du fond. La baie est soumise à un régime de marée mésotidale mixte semi-diurne et diurne ayant un marnage de 2 à 3 mètres. L'onde de marée semi-diurne tourne autour d'un point amphidromique situé au sud des Îles de la Madeleine tandis que celui de la marée diurne est situé au large de Sable Island. Durant le flot, la vitesse des courants de marée, dans la baie, est plus importante sur la rive nord alors que durant le jusant, elle est plus importante sur la rive sud. Ces deux courants opposés permettent la mise en place d'une gyre cyclonique dans la baie

(Syvitski, 1992). Les conditions océanographiques actuelles de la Baie des Chaleurs et de l'est du Canada sont présentes depuis environ 5000 ans (Syvitski, 1992; Shaw 1993).

Dans la baie des Chaleurs, tous les estuaires sont dominés par la houle et ils possèdent tous des flèches ou des barres sableuses qui entravent leur entrée. L'ensemble des barachois de la région correspondent à des systèmes estuariens à l'exception d'un seul, celui de Paspébiac (Logimer, 1984). Le barachois de Paspébiac est amputé de sa partie interne. Aucune source d'eau douce importante (rivières ou ruisseaux) alimente la lagune et l'apport sédimentaire fluvial est absent. Le barachois devient donc une lagune où seulement les processus marins contrôlent son évolution géomorphologique (Boyd et al., 1992). En plus de ce caractère distinct, un autre aspect rend le site de Paspébiac particulier : la géomorphologie du système. En effet, seul les barachois de Paspébiac et de Carleton sont formés par deux cordons sableux obliques formant un croissant et se rencontrant au large en formant ainsi un triangle (Duffy et al., 1989). Ce triangle émergé est prolongé en mer par une flèche sous-marine qui prend appui sur la pointe marine du triangle et qui s'allonge sur environ 300 mètres en direction ouest. Cette flèche constitue l'aboutissement du transit des sables le long du littoral et elle prograde sur des sédiments plus fins.

À ce stade, il n'est pas possible de dire si l'aspect unique du barachois de Paspébiac est dû à sa genèse ou à son évolution et pourquoi il est distinct des autres formations de types estuariens. La présence de cordons sableux nécessite des conditions d'équilibre très précises qui

sont contrôlées par l'apport sédimentaire au système, le niveau marin et l'érosion. Une modification de l'un de ces paramètres peut suffire à briser l'équilibre géomorphologique et provoquer une détérioration de la lagune.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

2.1. Évolution temporelle du barachois

L'évolution temporelle du barachois de Paspébiac a été retracée à partir de l'analyse des photos aériennes, en fonction des couvertures de 1934 à 1986 (figure 7). L'utilisation d'un document cadastral datant de 1870 a permis de retracer la ligne de rivage depuis cette période. Le document cadastral représente le plan du cordon ouest du barachois, occupé à cette époque par des activités commerciales de pêches : il montre la position du cordon est et l'utilisation de ce dernier comme route permettant l'accès aux bâtiments de pêche car le cordon ouest n'était pas rattaché à la terre. Grâce à la précision de ce document, il est possible de le comparer avec photos aériennes disponibles.

Pour la période plus récente, entre 1992 et 1998, l'évolution de la ligne de rivage du cordon est a été déterminée à l'aide des mesures de profils de plage. La distance entre un chenal stable, situé immédiatement derrière le cordon est, et la ligne de rivage actuel a été soustraite de la distance entre ce même chenal et la ligne de rivage de 1992.

Une carte établie par Ropars (1997) montre le recul de la ligne de rivage du cordon entre 1934 et 1992. Une nouvelle carte a été établie dans le cadre de ce mémoire en incluant les données de 1870 afin de déterminer le recul de cordon est durant plus de cent ans.

2.2. Mise en place des sédiments et les caractéristiques des faciès sismiques

La campagne de mesure a été entreprise du 2 au 5 juin 1998 tant à l'intérieur qu'à l'extérieur du barachois de Paspébiac jusqu'à 14 mètres de profondeur (figures 2 et 3). Elle avait pour but la détermination et la caractérisation des faciès sismiques. Dans le cas des relevés effectués à l'intérieur du barachois, le système d'acquisition de données sismiques a dû être monté sur une chaloupe de 4 mètres tirée par deux personnes car la faible profondeur d'eau dans les chenaux de la lagune empêchait l'utilisation du moteur.

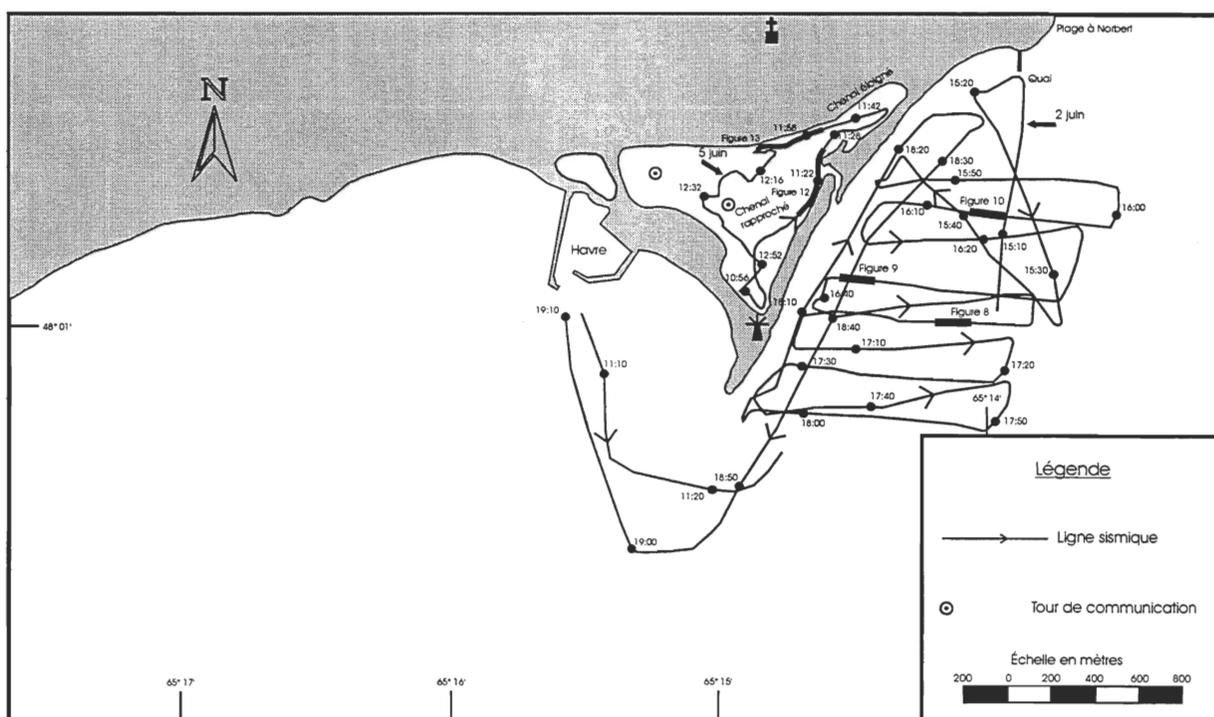


Figure 2 : Localisation du relevé sismique pour le 2 et 5 juin 1998

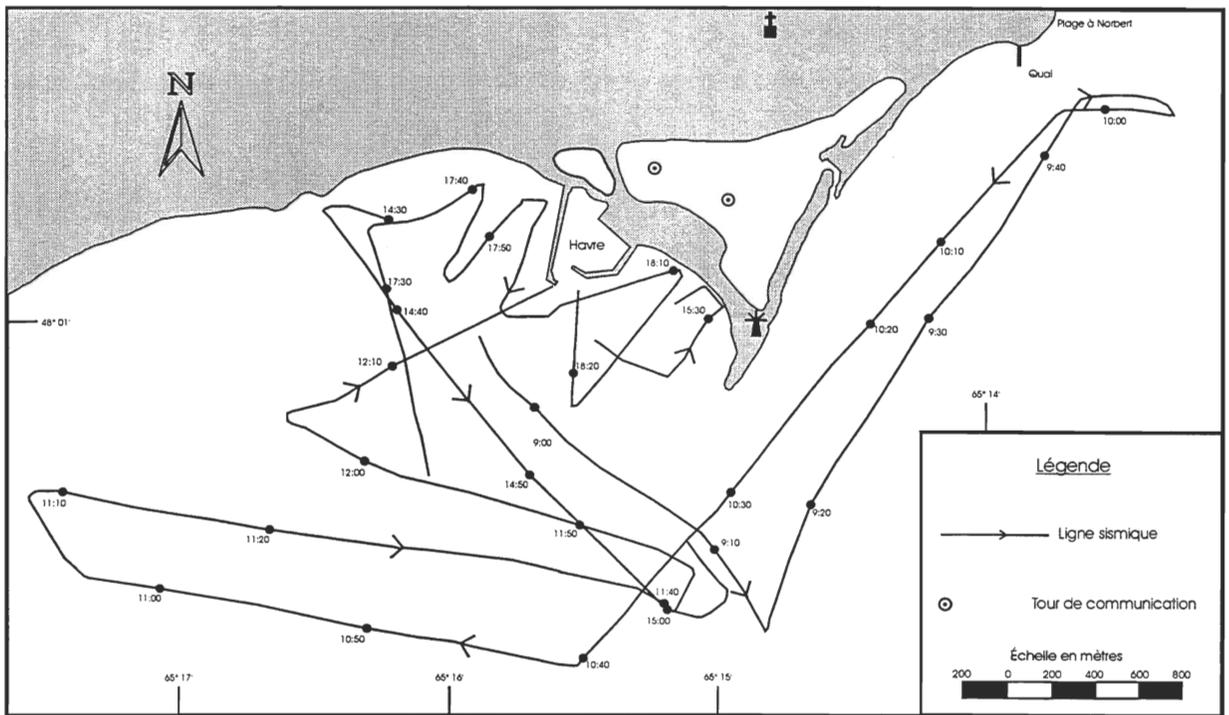


Figure 3 : Localisation du relevé sismique pour le 3 juin 1998

L'appareil utilisé est un système sismique de haute résolution, le Boomer IKB-SEISTEC. Ce système est spécialement conçu pour travailler dans de faibles profondeurs d'eau, utilisant des longueurs d'ondes élevées et une isolation des récepteurs par rapport à la source émettrice. Les fréquences utilisées pour la prise de données étaient comprises entre 1000 et 7000 Hz. Le signal brut a été enregistré sur un lecteur DAT, 4 pistes, de Sony et imprimé sur une table EPC 4800. Les données brutes ont été rejouées et traitées en laboratoire avec un filtre Kronh-Hite, de type Butterworth, model 3944, afin d'éliminer les bruits de fond.

Le positionnement a été effectué par un système DGPS dont la base de référence était située à Caraquet au Nouveau-Brunswick. Aucune correction n'a été faite pour éliminer l'erreur

de distance entre l'antenne réceptrice et le Boomer étant donné que l'erreur du DGPS dépasse la distance entre les deux éléments. Le plan de positionnement a permis d'effectuer l'analyse des données sismiques puis d'établir la carte bathymétrique et la carte topographique du toit du substratum rocheux sur la partie est du cordon.

2.3. Profils de plage

La mesure des profils de plage fût effectuée entre le 15 septembre 1998 et le mois de novembre 1998. Le travail a consisté à faire des mesures répétitives à chaque cycle lunaire de 28 jours afin de mesurer l'évolution des structures de débordements de tempête, tant dans la lagune que sur le profil de la plage. En effet, lors des tempêtes, les sédiments de la plage sont transportés à l'intérieur de la lagune, par-dessus le haut de la plage et tendent à colmater la lagune.

Dix-huit profils de plage ont été suivis le long du cordon est du barachois de Paspébiac (Figure 4). Chaque profil est identifié à partir d'un repère géodésique représenté par une tige de métal de 1,25 mètres de longueur et de 2 centimètres de diamètre qui a été enfoncée dans le sable, à 1 mètre de profondeur, sur la partie la plus élevée de la plage. L'emplacement des tiges est en fonction du couvert végétal. Chaque tige est positionnée par triangulation à l'aide d'un sextant référencé sur des amers le long du littoral (voir annexe pour les ouvertures d'angle du sextant). Les amers correspondent à la croix de l'église de Paspébiac (A), à la tour de communication

située au fond du barchois (B), à la tour de communication située près de la plage (C), au phare du barchois (D) et à la tour

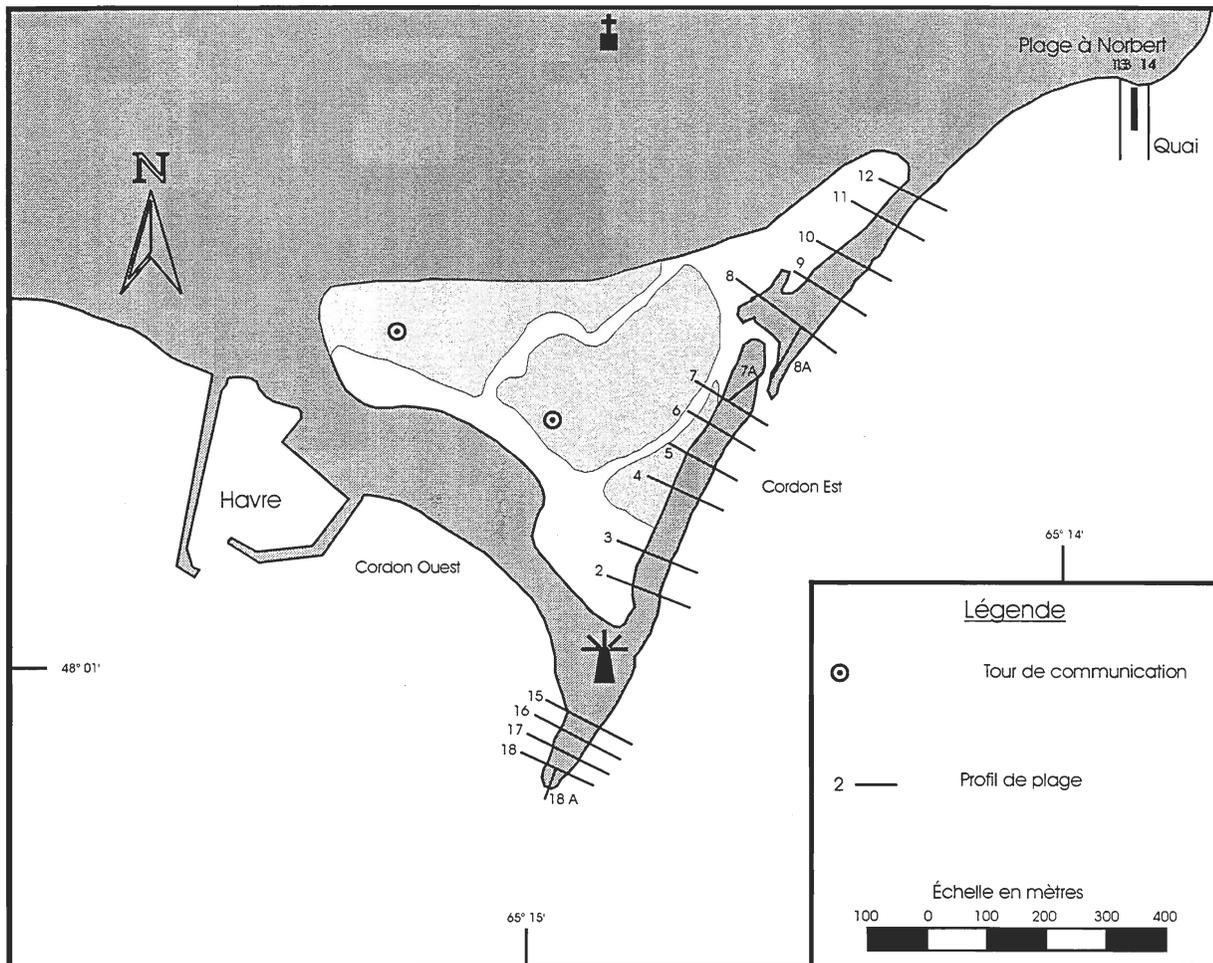


Figure 4 : Localisation des relevés de profil de plage

de communication située à l'ouest du barchois, près de New-Carlisle (E). Cette méthode permet une précision de 10 centimètres. L'altitude de chacun des points des profils est référencée à partir de la borne géodésique 85KSA73, située à l'arrière du barchois, à une altitude de 27 mètres, et ayant pour coordonnées 48° 01' 49" N et 65° 14' 03" O. Les altitudes sont données par rapport au zéro géodésique.

Les profils ont été mesurés perpendiculairement au cordon. La topographie de la plage fût déterminée, à marée basse, par un niveau optique visant une mire qui se déplace le long du profil. Deux personnes sont nécessaires pour la prise des mesures. Les profils s'étendent de la lagune jusqu'à -1 à -1,5 mètres sous le zéro géodésique selon le niveau de la marée. À plus grande profondeur, la houle ou les vagues déstabilisent la règle et il devient difficile de prendre correctement des mesures.

Chacun des profils a été reproduit graphiquement en utilisant le logiciel Excel 97. Les graphiques (distance - altitude) représentent les points reliant le profil pour trois prises de mesure différentes afin de pouvoir comparer les changements temporels. L'option lissage du logiciel Excel 97 a été utilisée afin d'adoucir les courbes pour mieux représenter les réalités du terrain tout en gardant les points réels de mesure.

2.4. Caractéristiques des courants

Les mesures de courant ont été effectuées à l'aide de deux courantomètres InterOcéan modèle S4. Les courantomètres furent mouillés en divers points à l'intérieur des chenaux de la lagune (Figure 5) à des profondeurs du fond variant de 25 à 35 centimètres du fond. Les courantomètres S4 sont montés à l'extrémité d'une tige de métal qui est ensuite enfoncée dans le sédiment, ce qui assure la stabilité de l'appareil. L'appareil électromagnétique mesure l'intensité horizontale du courant et sa direction par rapport au nord magnétique.

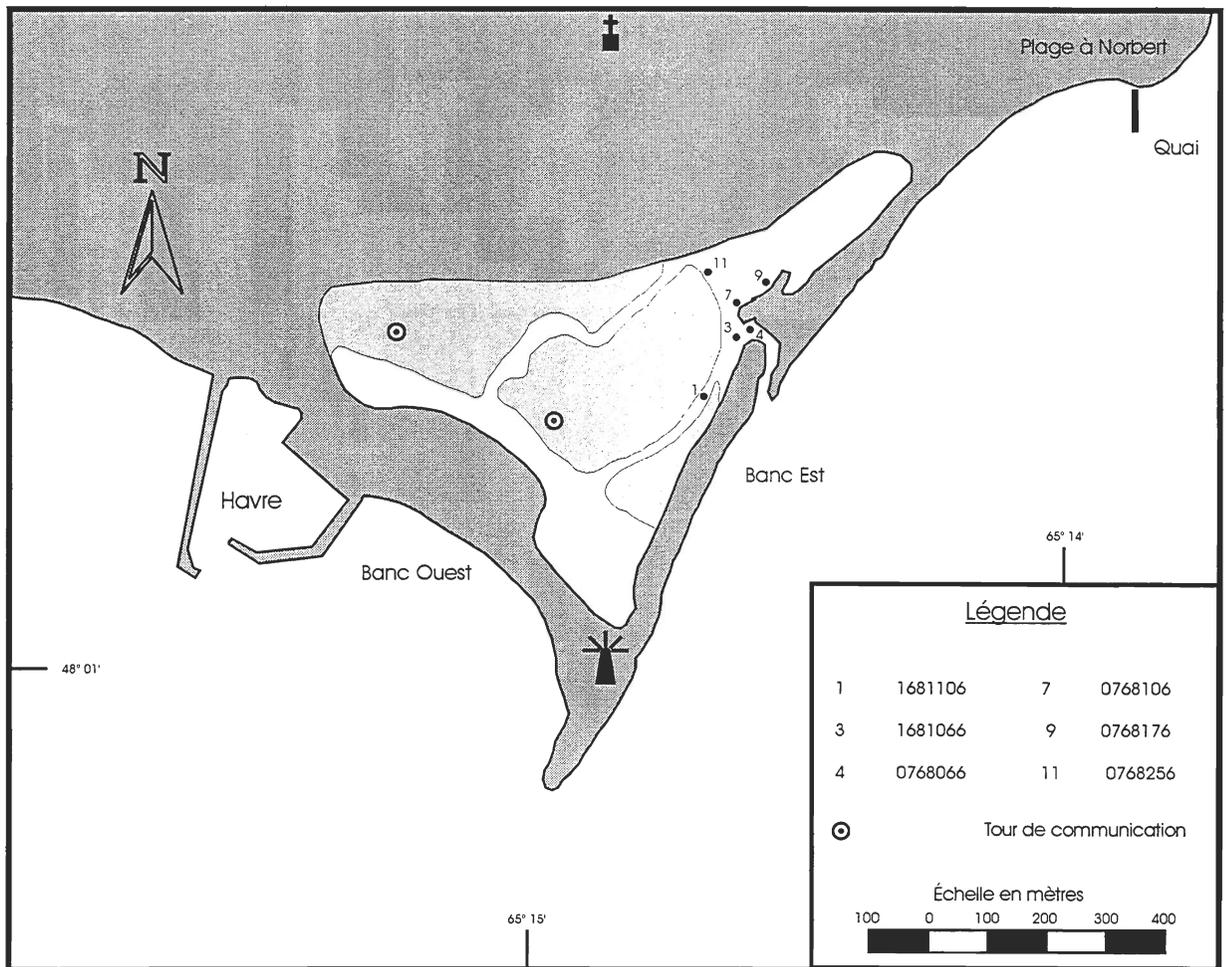


Figure 5 : Localisation des stations de courantomètre

À chaque station, l'échantillonnage est fait en continu en moyennant la valeur sur 10 minutes, suivant un pas de 60 minutes, pendant une période de 7 jours. La résolution de la vitesse du courantomètre S4 est de 0,2 cm/s, sa précision de ± 1 cm/s et sa plage de mesure de 3,5 m/s. Celle de la direction est de $0,5^\circ$ et sa précision de $\pm 2^\circ$. Les données de courants (vitesse et direction) ont été reportées sur des graphiques Excel 97. Chaque graphique met en évidence la variation des deux paramètres en fonction du temps.

2.5. Granulométrie

L'analyse granulométrique des échantillons de sédiments a été effectuée selon le protocole décrit par Leblanc (1983). Les échantillons recueillis sont séchés à 75°C pendant 24 heures puis pesés à sec. Par la suite, les sédiments fins sont défloculés à l'aide de Calgon (solution de 20g/l, de $(\text{NaPO}_3)_6$) diluée dans 10 ml d'eau et agités pendant 3 heures. Les échantillons sont tamisés sous l'eau sur des tamis de 63 μm et 710 μm . La fraction grossière est analysée par tamisage au $\frac{1}{4}$ de Phi et la fraction fine est traitée au compteur de particules Coulter Counter LS 100. La fraction supérieure à 710 μm a été analysée au tamis lorsqu'elle dépassait de 5% le poids total de l'échantillon.

2.6. Carottes

Les carottes sont obtenues à l'aide de tubes de PVC d'une longueur de 1 mètre et d'un diamètre de 10 centimètres enfoncés à la masse dans divers secteurs de la lagune (figure 6). Une fois enfoncée dans le sédiment, l'extrémité visible du tube est fermée hermétiquement et après avoir été orientées par rapport au nord, elle est retirée à la main à l'aide de clefs à chaîne. L'autre extrémité a ensuite été fermée afin de conserver intacts les sédiments à l'intérieur du tube.

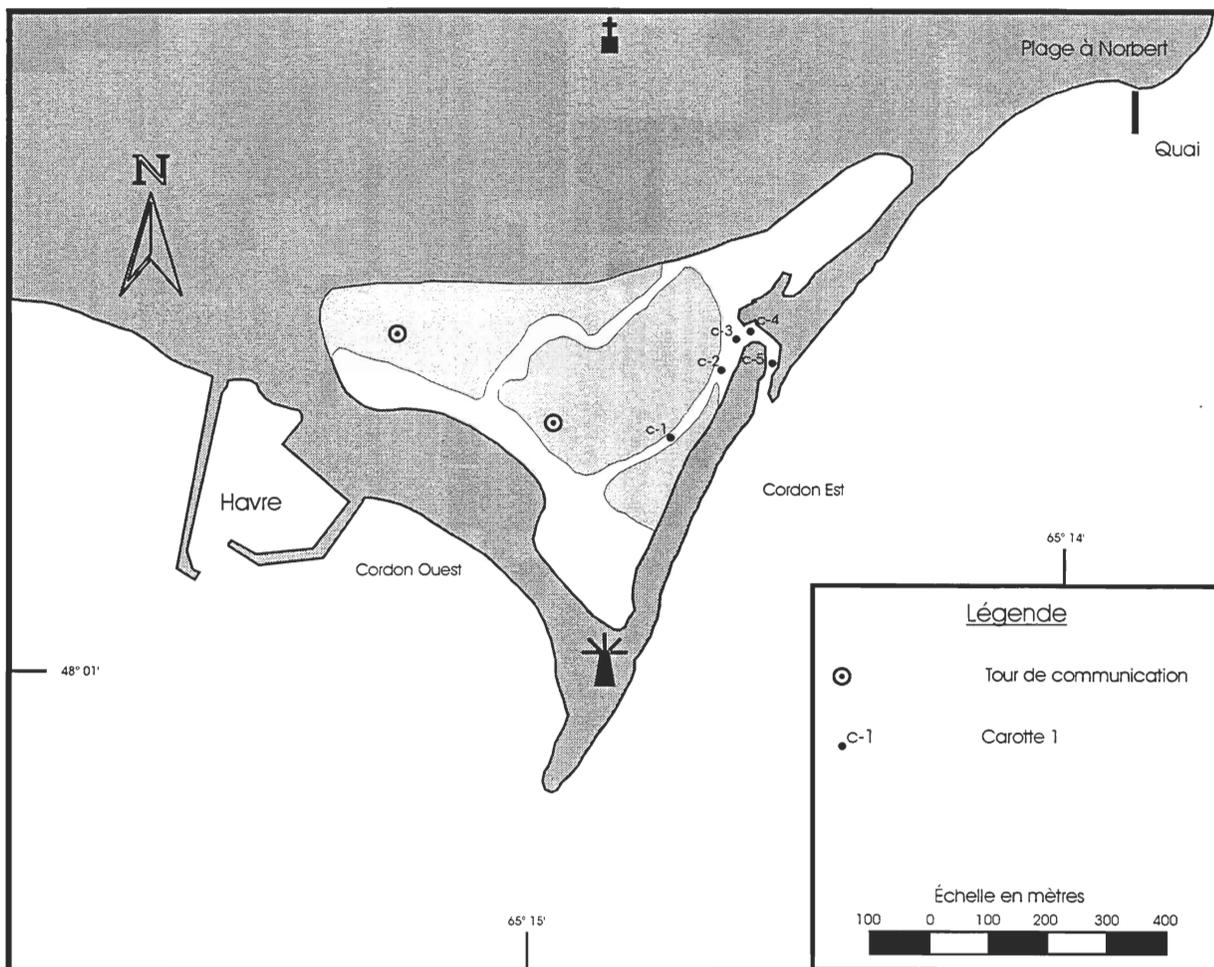


Figure 6 : Localisation des carottes

Les carottes sont ouvertes en laboratoire, puis un log sommaire est établi de même qu'une prise de photo des carottes ouvertes pour des fins d'analyse ultérieure si nécessaire.

RÉSULTATS

3.1. Évolution temporelle du barachois

L'évolution temporelle du barachois de Paspébiac a été étudiée à partir du recul du cordon est. Le cordon ouest du barachois est relativement stable sur une base saisonnière. Au

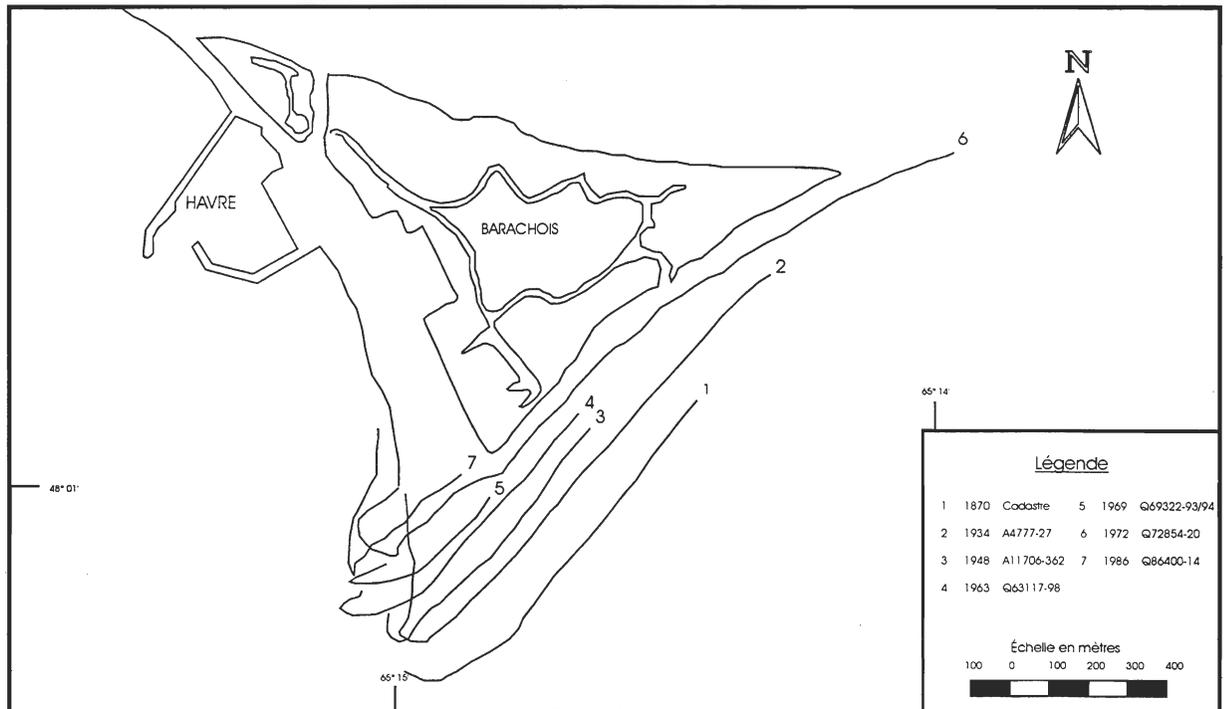


Figure 7 : Position temporelle de la ligne de rivage

fil des années, les différentes utilisations du cordon ouest, notamment comme port de pêche et comme site de construction de plusieurs bâtiments, ont permis à ce cordon de garder une configuration stable. Bergeron (1995) montre que les taux d'avancées et de reculs du cordon ouest furent peu significatifs durant la période allant de 1963 à 1992. Le cordon ouest pour cette période se serait engraisé d'environ 1,1 mètres/année. Deux modifications majeures se sont

produites sur le cordon ouest durant la période allant de 1934 à 1992. La fermeture du grau naturel et l'érosion de l'extrémité du cordon ouest due au recul du cordon est.

Selon Bergeron (1995), le cordon est a reculé de 181,3 mètres pour la période allant de 1934 à 1992. À partir de la carte de l'évolution des passes du coté est, Ropars (1997) à note un recul d'un peu plus de 200 mètres pour la même période. La présente étude apporte de nouvelles données sur le recul du cordon est, en ajoutant la mesure du recul durant la période 1870-1934 (figure 7). Le trait de côte étudié à partir d'une carte cadastrale du cordon ouest datant de 1870 est comparé aux traits de côte des photographies aériennes de 1934 à 1986. Le cordon est était utilisé comme route d'accès au quai, la présente route du quai n'existant pas encore. Le cordon était accessible à partir de la route de la plage à Norbert, pour ensuite emprunter le cordon est et se rendre au cordon ouest.

La comparaison du plan cadastral et de la carte proposée par Ropars (1997), montre qu'en 1870 le cordon est était encore plus avancé vers le large que sur les plus anciennes photos datant de 1934. Pour la période allant de 1870 à 1934, le cordon est a subi un recul de 100 mètres, ce qui correspond à un retrait de $-1,56$ mètres/année. À l'aide de profils de plage mesurés le long du cordon est, il a été possible de déterminer le recul du cordon pour la courte période de 1992 à 1998. Depuis la dernière campagne de photographie aérienne, le cordon est a subi un recul de 25 mètres soit un recul moyen de $-4,17$ mètres/année.

Tableau 2 : Taux de recul annuel du cordon est du barachois de Paspébiac

Période	Nombres d'années	Recul (m)	Taux (m/a)
1870-1934	59	100	-1,56
1934-1992	58	200	-3,45
1992-1998	6	25	-4,16

L'analyse de l'évolution temporelle du cordon est (tableau 2) montrent que le taux de recul a augmenté pour les périodes considérées. De la période 1870-1934 à la période 1934-1992, le taux de recul a augmenté selon un facteur de 2,24. Cette tendance s'est poursuivie pour la période suivante de 1992-1998 avec un facteur plus réduit de 0,72. La figure 8 montre bien l'importance du recul de la ligne de rivage entre 1934 à 1992 par rapport à deux chenaux restés stables à l'intérieur de la lagune.

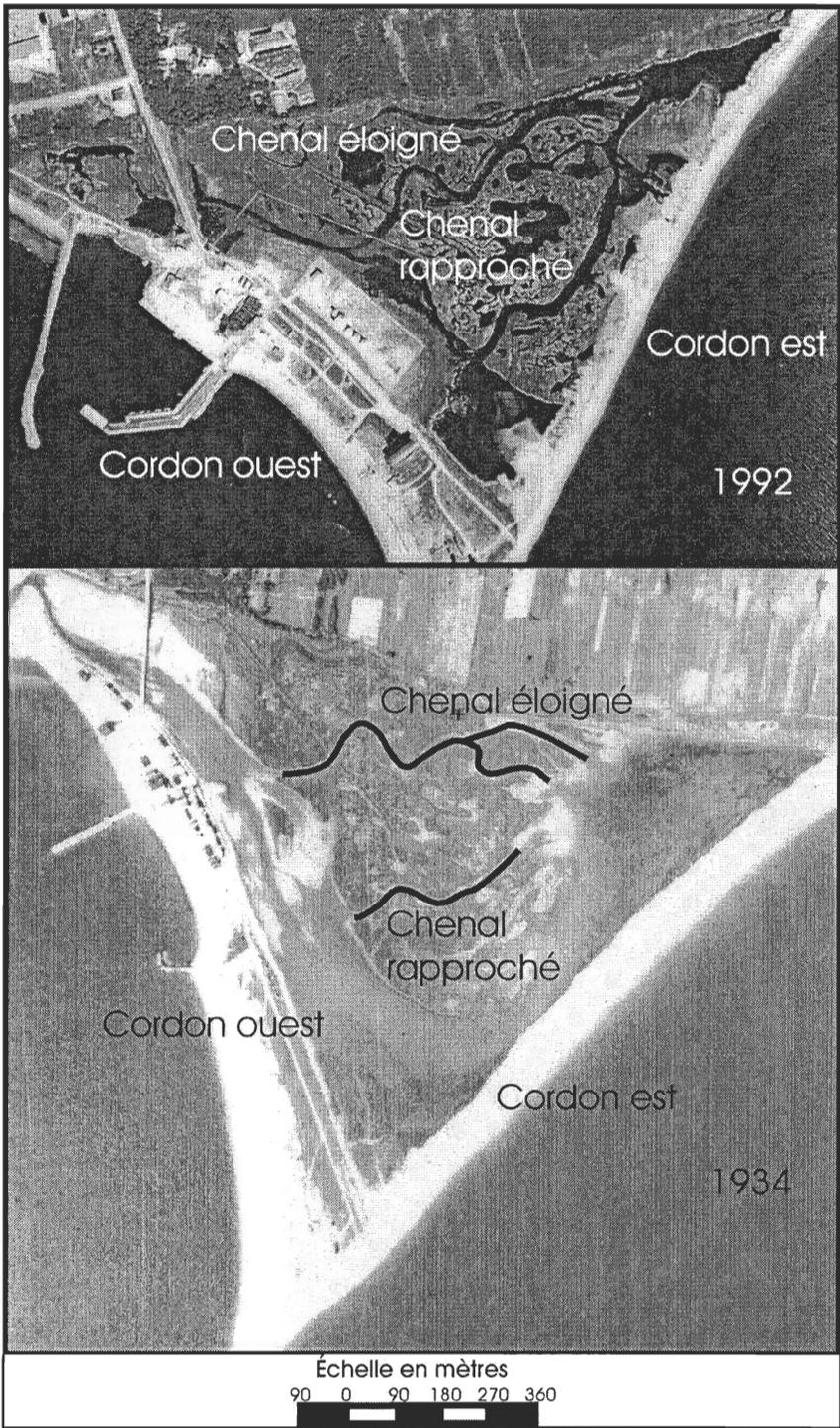


Figure 8 : Position de la ligne de rivage entre 1934 et 1992

3.2. Mise en place des sédiments et les caractéristiques des faciès sismiques

3.2.1. Au large du cordon est

L'analyse de la mise en place des sédiments fût effectuée selon l'évaluation qualitative des structures sédimentaires des faciès sismiques présents en face du cordon est du barchois de Paspébiac sur une zone de 3 km². La résolution obtenue par les relevés sismiques a permis de mettre en évidence trois types de dépôts caractérisant les faciès sismiques retrouvés en face du cordon est. La configuration des faciès sismiques est décrite selon la terminologie utilisée par Reading (1989). La figure 2 montre l'emplacement des relevés décrits.

Les faciès sismiques de type A (figure 9) sont caractérisés par des structures progradantes, obliques et parallèles. On remarque la présence d'irrégularités concaves dans la portion la moins profonde des dépôts. Ce type de faciès sismiques montre un pendage constant des strates. Les valeurs de pendage varient de 0,5° à 4,1°. La truncature des dépôts se retrouve à des profondeurs comprises entre 5 et 7 mètres, mais elle peut atteindre des profondeurs de 10 à 12 mètres. L'épaisseur des dépôts varie de 10 à 14 mètres. Le biseau de progradation se termine sur la roche en place et le biseau sommital est limité soit par des faciès sismiques de type B, de type C ou par une surface d'érosion active due à la houle lorsque la profondeur est plus importante. Dans le dernier cas, il n'y a pas de dépôts qui limitent la surface d'érosion car elle

est active. Les faciès sismiques progradant vers la côte sont orientés perpendiculairement à la côte.

Les faciès sismiques de types B (figure 10) sont caractérisés par des structures progradantes, obliques et couchées. Ce type de faciès sismiques montre un pendage régulier des strates de 2° à 3°. On remarque également la présence de réflexions sous forme de crêtes sous les structures progradantes. La troncature des dépôts se retrouve à des profondeurs comprises entre 2 à 6 mètres. L'épaisseur des dépôts varie de 1,5 à 2,5 mètres. Les biseaux de progradation se terminent sur des dépôts de type A ou de type C. Le biseau sommital est limité par l'action érosive de la houle. Les faciès sismiques progradant vers la côte sont orientés vers l'ouest.

Les faciès sismiques de type C (figure 11) sont caractérisés par des structures parallèles montrant de faibles irrégularités concaves. La profondeur de ce type de faciès sismiques varie de 7 à 12 mètres et l'épaisseur des dépôts varie de 10 à 15 mètres. La base du biseau d'aggradation est limitée à la base par les faciès sismiques de type A ou par la roche en place. Le biseau sommital est limité par des faciès sismiques de type B ou par une surface d'érosion.

En terme chronostratigraphique, les faciès sismiques de type A et C sont les plus anciens. Ils reposent généralement sur la roche en place. Ces deux types de faciès sismiques se retrouvent en plus grande profondeur au large du cordon est. Les faciès sismiques de type B sont plus récents car ils sont déposés sur les faciès sismiques de type A ou C et ils se retrouvent à

des profondeurs moins importantes relativement aux autres types de faciès sismiques décrits au large du cordon est du barachois. La figure 12 montre la distribution en surface des différents types de faciès sismiques.

3.2.1.1. *Interprétation*

Les faciès sismiques de type A sont interprétés comme étant des dépôts deltaïques qui montrent des signatures de paléo-chenaux dans la partie supérieure des dépôts (Jol et Roberts, 1992; Long et Biondi, 1993; Kolla et al., 2000). La disposition parallèle et progradante des cliniformes est caractéristique de dépôts deltaïques actuels ou anciens, tels que retrouvés dans le delta du Mississippi (Clague et al., 1991) et celui de la rivière Fraser en Colombie-Britannique (Jol et Roberts, 1992). Plus précisément, les faibles angles de progradation variant de $0,5^{\circ}$ à $4,1^{\circ}$ permettent d'affirmer que les dépôts appartiennent à la partie basale du delta submergé (Jol et Roberts, 1992). La progradation des faciès sismiques vers la côte est interprétée comme le résultat de sédiments qui se retrouvent en bordure d'un lobe deltaïque orienté parallèlement à la côte (Kindinger, 1988) due à une forte dérive littorale (Long et Biondi, 1993). La surface d'érosion qui affecte la partie sommitale du biseau est interprétée comme celle de l'érosion due à l'action des vagues (Penland et al., 1985).

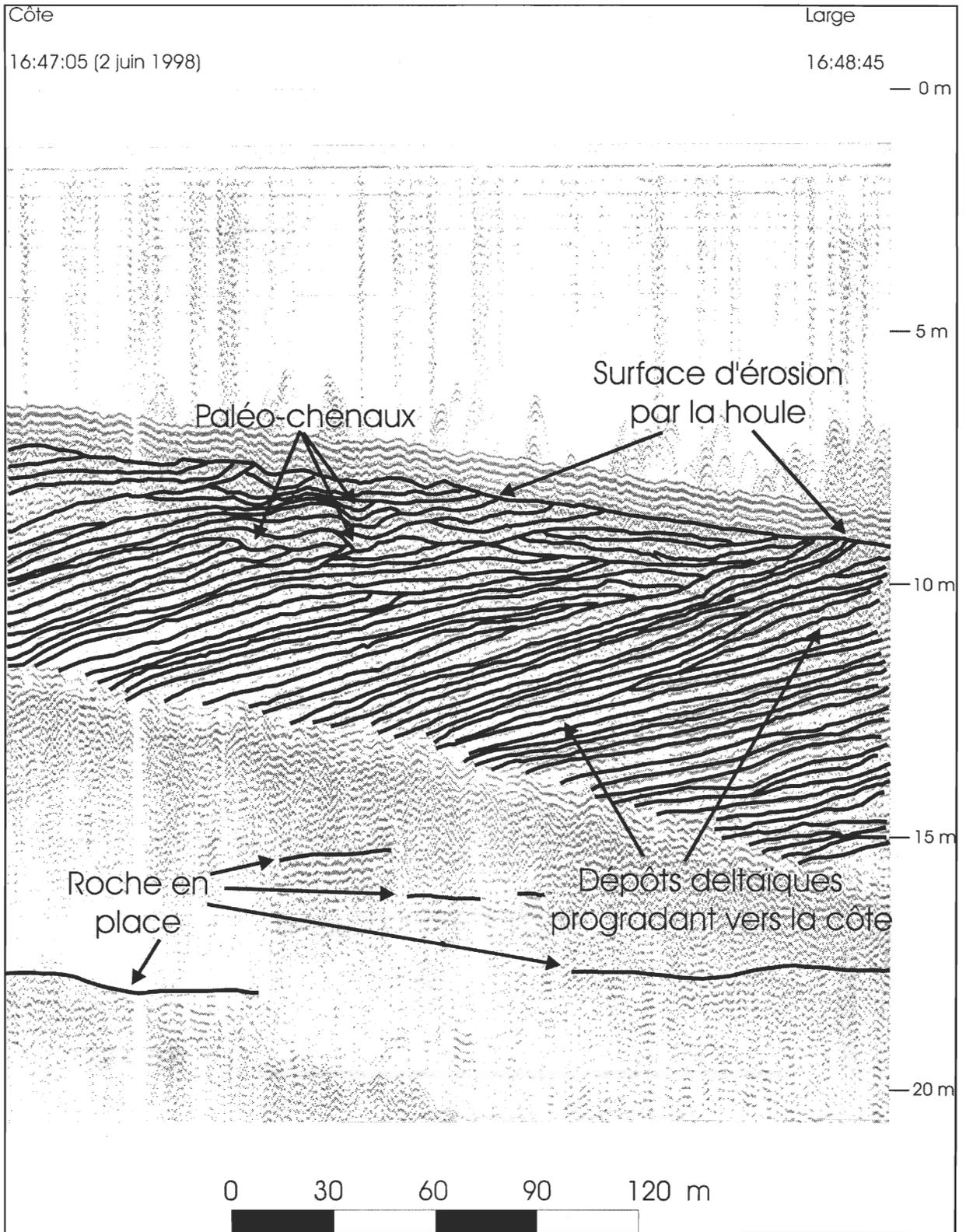


Figure 9 : Faciès de type A

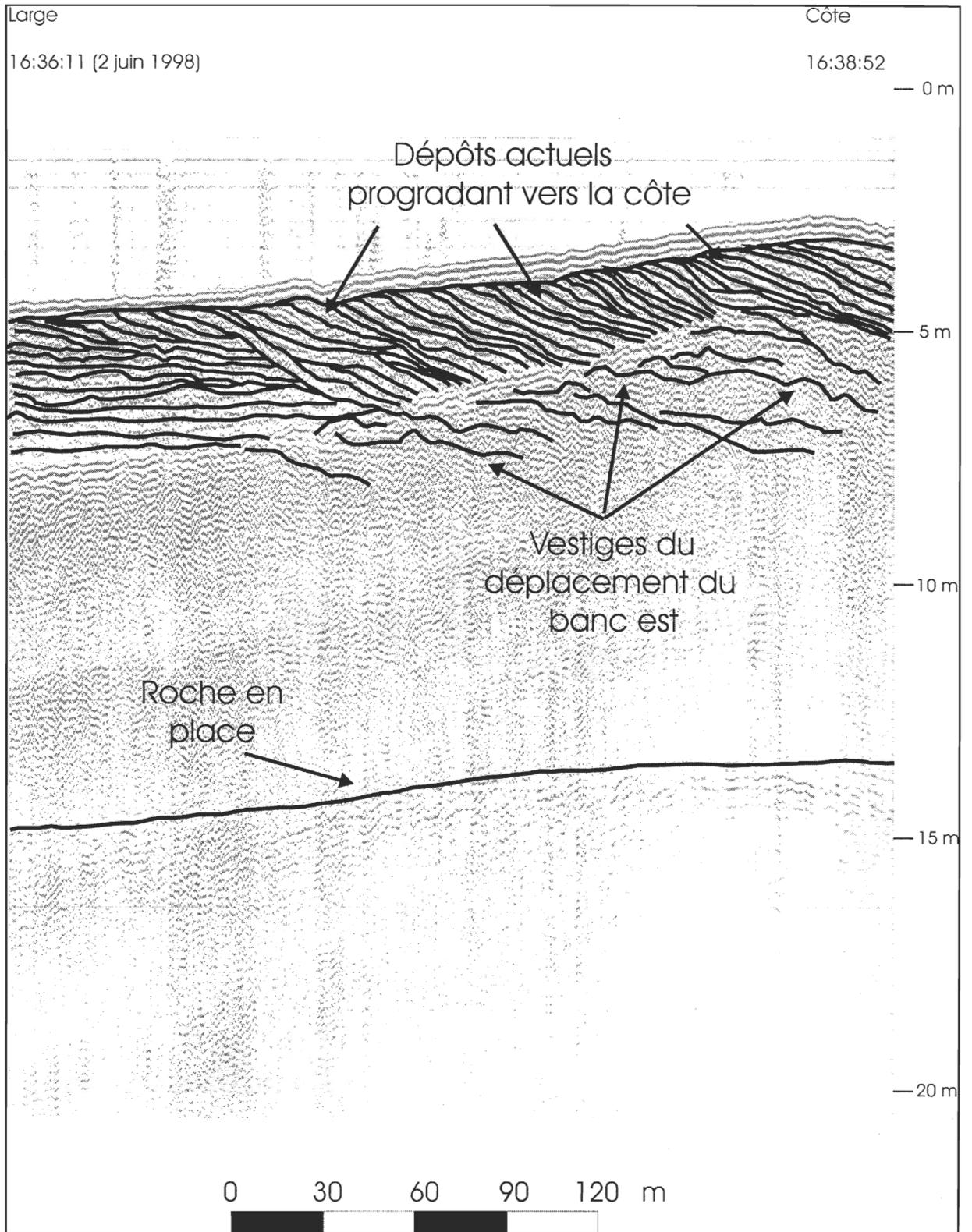


Figure 10 : Faciès de type B

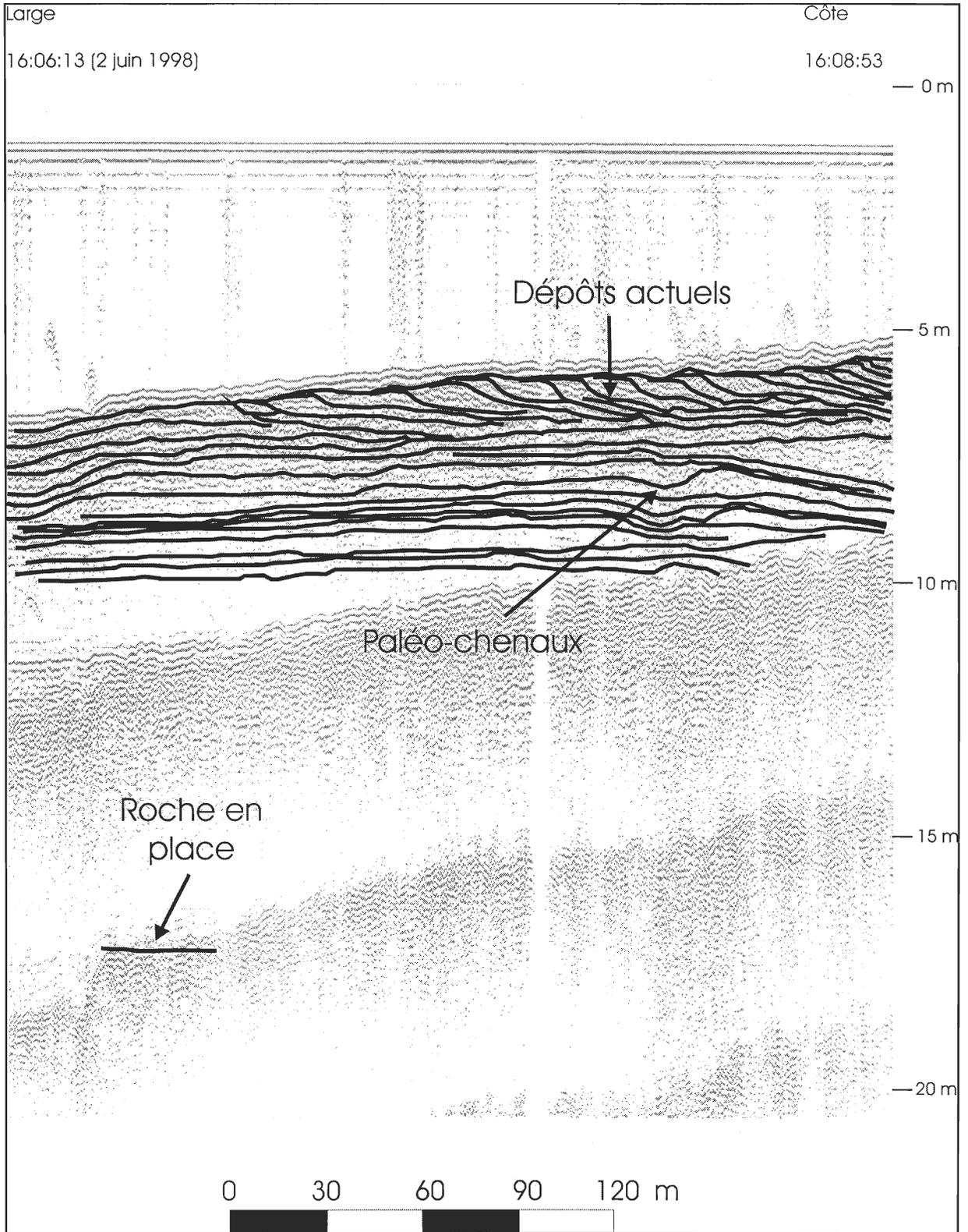


Figure 11 : Faciès de type C

Les faciès sismiques de type B sont interprétés comme étant des dépôts de surface actuels remaniés par l'action des vagues en faible profondeur (Penland et al., 1985 ; Browne, 1994). Ils proviennent de l'érosion des biseaux de progradation situés dans la limite d'action des vagues entre le littoral et 5 mètres de profondeur et les cliniformes progradent dans la même direction que les courants engendrés par l'action des vagues et des courants littoraux (Syvitsky, 1992). Ces sédiments situés au niveau de la plage sous-marine proviennent principalement de l'érosion par la houle du delta submergé reconnu dans les faciès sismiques de type A. Les réflexions ondulées sont interprétées comme des vestiges de la transgression de la barre sableuse dans cette zone (Clague et al. 1991).

Les faciès sismiques de type C sont interprétés comme étant des paléo-chenaux de dépôts deltaïques. Les strates parallèles sont caractéristiques de dépôts deltaïques vus perpendiculairement par rapport à l'orientation des cliniformes progradants (Long, B., comm. pers., 2000). Cette perspective, dans l'observation des dépôts, permet de mettre en évidence la présence d'anciens chenaux comblés. La présence de tels chenaux au sein des dépôts deltaïques a été démontrée par Jol et Roberts. (1992) et par Long et Biondi (1993). La profondeur des chenaux visibles varie entre 2 et 5 mètres.

Une carte de la distribution des faciès sismiques deltaïques anciens et littoraux actuels a été réalisée afin de montrer l'étendue de la zone de remaniement des sédiments alimentant le cordon est (figure 12). Les dépôts deltaïques représentés se trouvent sous la limite de 5 mètres et

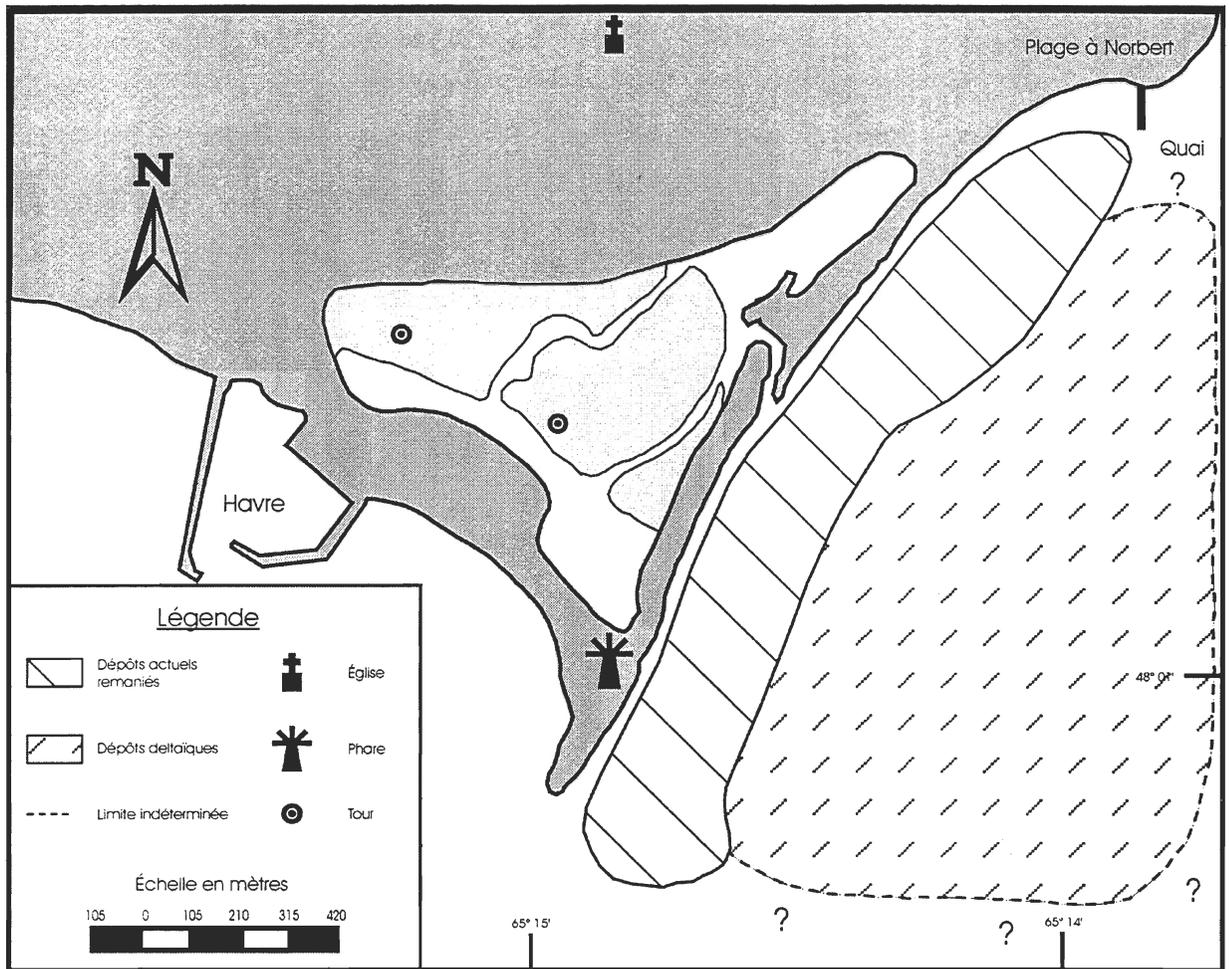


Figure 12 : Distribution des faciès sismiques en face du cordon est

ne sont plus disponibles pour construire le cordon est. La représentation des dépôts deltaïques vers l'est est limitée par le manque de données dans cette zone.

3.2.2. À l'intérieur du barchois

L'analyse de la mise en place des sédiments à l'intérieur du barchois fût effectuée selon les critères qualitatifs de la structure sédimentaire des faciès sismiques identifiés sur des profils

sismiques totalisant une distance de 2,6 km. Les relevés sismiques ont mis en évidence la complexité des structures sédimentaires dans les très faibles profondeurs d'eau, de 1 à 3 mètres selon la marée, qui caractérisent le barachois de Paspébiac. La figure 2 montre l'emplacement des relevés décrits.

Le barachois de Paspébiac repose sur la roche en place qui est repérée par réflexion sismique à une profondeur de 11 mètres à l'ouest, près du phare (figure 13), et de 7 mètres à la limite l'est du barachois. L'épaisseur des sédiments remaniés à l'intérieur de la lagune est de 8 mètres à l'ouest près du phare et de 4 mètres à la limite est du barachois. La roche en place sur laquelle s'est développé le barachois a une pente de $0,24^\circ$ orientée dans l'axe nord - sud.

Les sédiments remaniés sur la roche en place sont surcreusés sur l'ensemble du profil. Le remplissage de ces dépressions résulte de progradation simple ou complexe, tel que décrit par Reading (1989), dans le chenal rapproché du cordon est (figure 13) et dans le chenal éloigné du cordon est (figure 14). L'orientation des faciès sismiques est inversée dans la figure 14 en raison du changement de direction du bateau lors de la prise de données (figure 2). Le remplissage par progradation simple ou complexe se fait en direction sud-ouest pour les deux chenaux principaux.

3.2.2.1. *Interprétation*

Les travaux de strati-sismique de Penland et al. (1985), en faible profondeur, dans des environnements de barres sableuses sur des deltas abandonnés, permettent d'interpréter les différents types de faciès sismiques rencontrés à l'intérieur du barachois de Paspébiac.

Les faciès sismiques rencontrés à l'intérieur des dépôts de la lagune de Paspébiac sont caractérisés par des faciès sismiques de colmatage des chenaux de drainage présents à différents niveaux. Ces anciens chenaux, ayant jusqu'à 2,5 mètres de profondeur, se sont formés dans un environnement dynamique. Les pendages des cliniformes de remplissage montrent que la progradation des sédiments venus combler les chenaux est orientée sud-sud-ouest, ce qui indique un déplacement du complexe sédimentaire dans cette direction. À mesure que les anciens chenaux se remplissaient, de nouveaux chenaux apparaissaient à des niveaux supérieurs et le système en place subissait alors un déplacement latéral le long de la côte.

Les formes convexes, par opposition au surcreusement, sont interprétées comme des complexes de flèches ou de barres sableuses. Ces formations sableuses ont également migré latéralement le long de la côte et certaines montrent des indices d'érosion sommitale par des

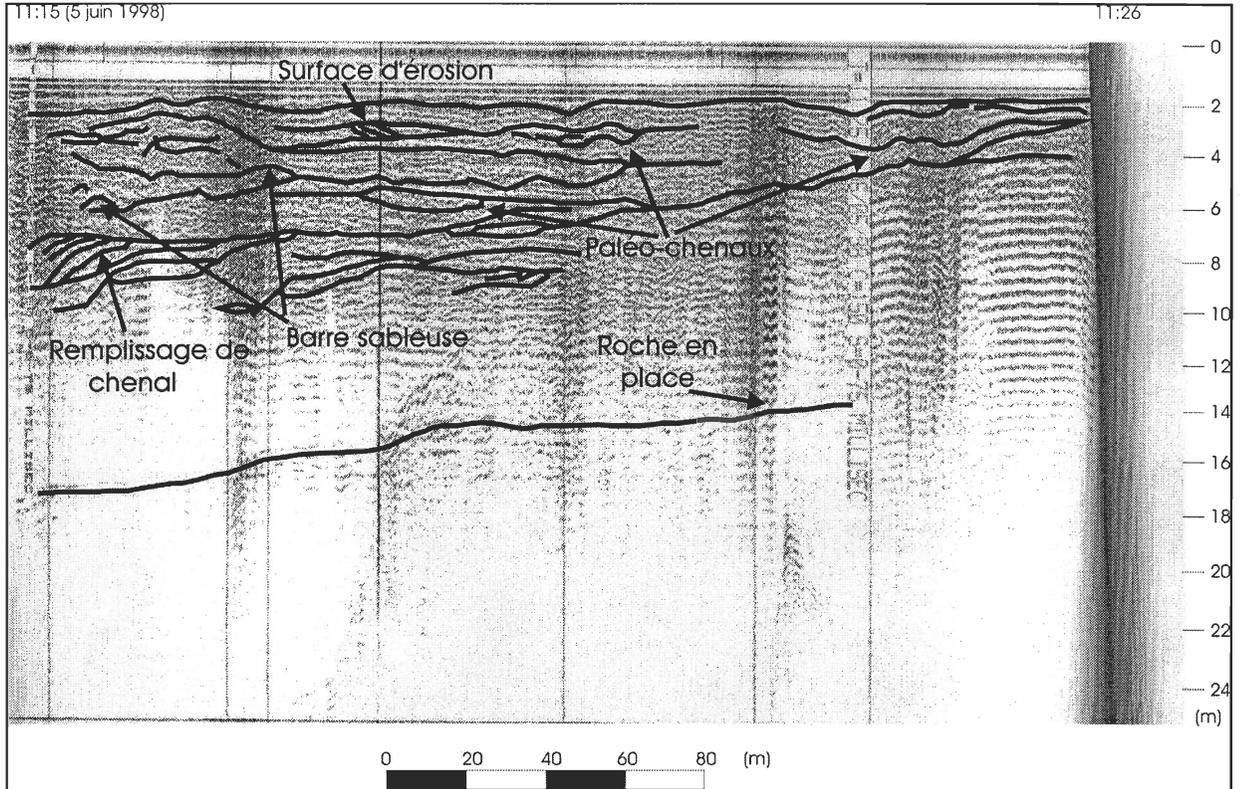


Figure 13 : Faciès du chenal rapproché du cordon est

processus hydrodynamiques. L'intérieur actuel du barchois a pu être, durant une époque, soumis à l'action des vagues, ce qui indique que le milieu n'était pas protégé du domaine marin contrairement à la situation actuelle.

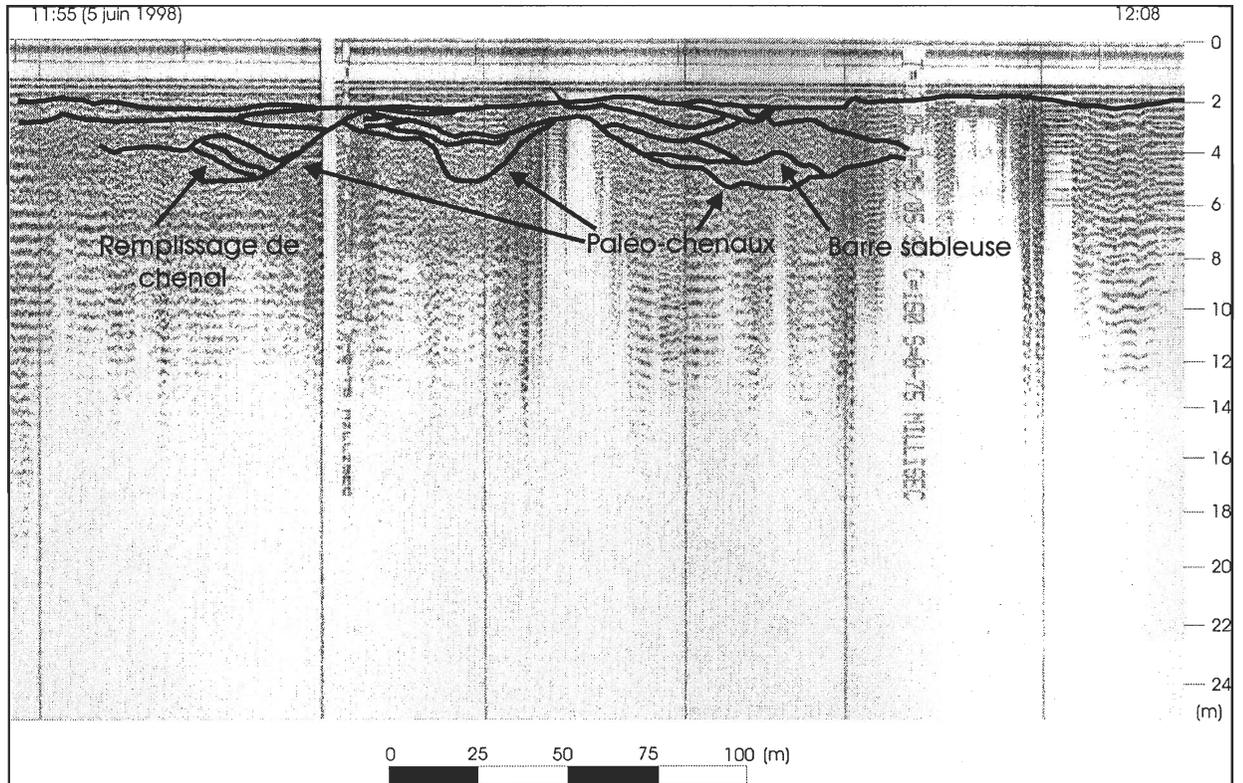


Figure 14 : Faciès du chenal éloigné du cordon est

3.2.3. Bathymétrie et topographie de la roche en place

L'analyse de la bathymétrie (figure 15) et de la topographie de la roche en place (figure 16) fût effectuée en fonction de la pente, de l'axe de la pente et des irrégularités bathymétriques rencontrées.

3.2.3.1. Sédiments

La pente des sédiments directement en face du cordon est a une valeur de $0,12^\circ$ selon l'axe nord-ouest – sud-est. La pente montre des irrégularités dans la zone située en face de la

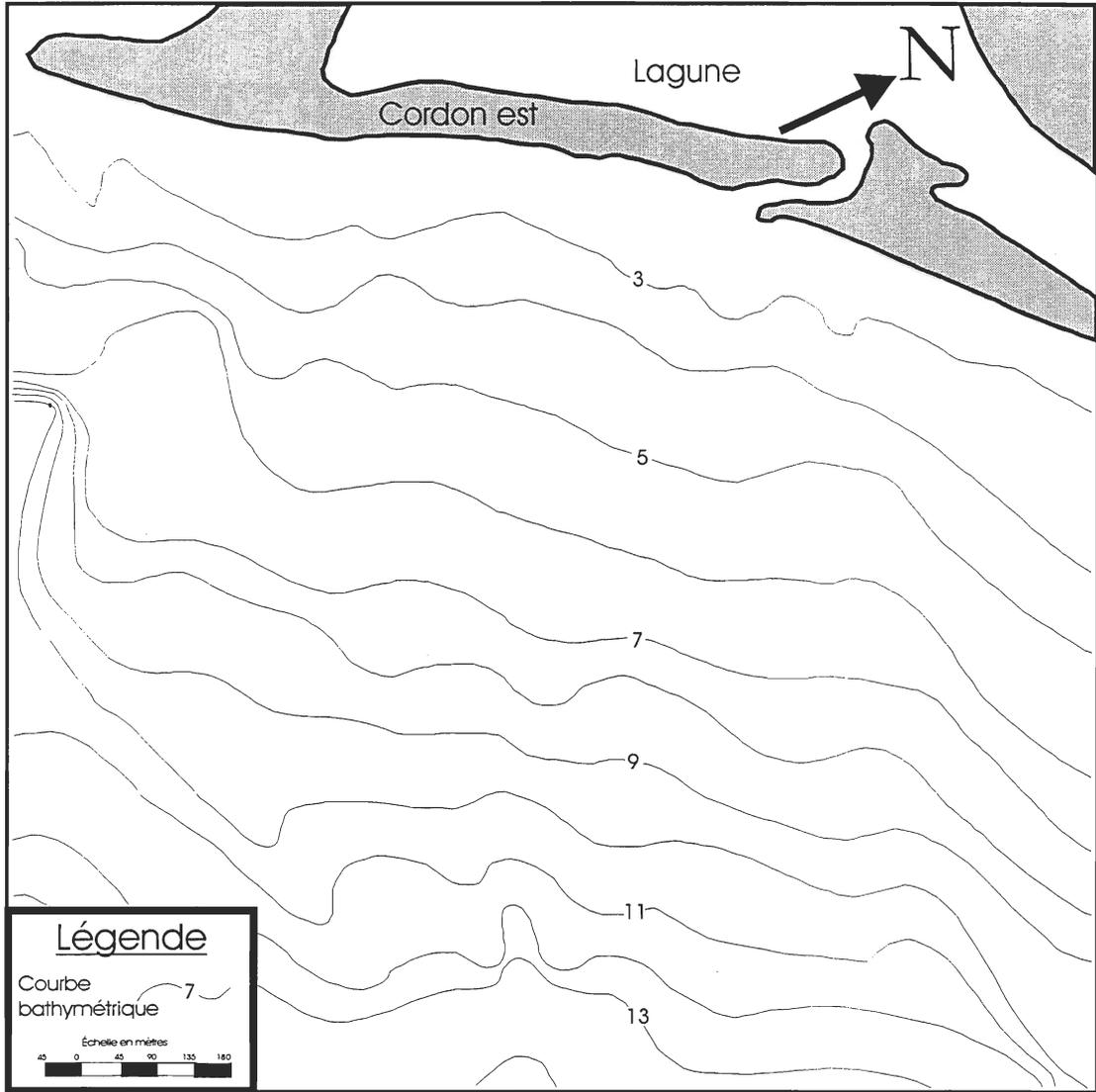


Figure 15 : Bathymétrie en face du cordon est

flèche sableuse. Cette zone est caractérisée par une plus forte pente, de $2,6^\circ$, entre 6 et 11 mètres de profondeur.

3.2.3.2. Roche en place

La pente de la roche en place directement en face du cordon est montre une valeur de $0,24^\circ$ selon l'axe nord – sud tel que déterminé pour la zone derrière le cordon, à l'intérieur de la

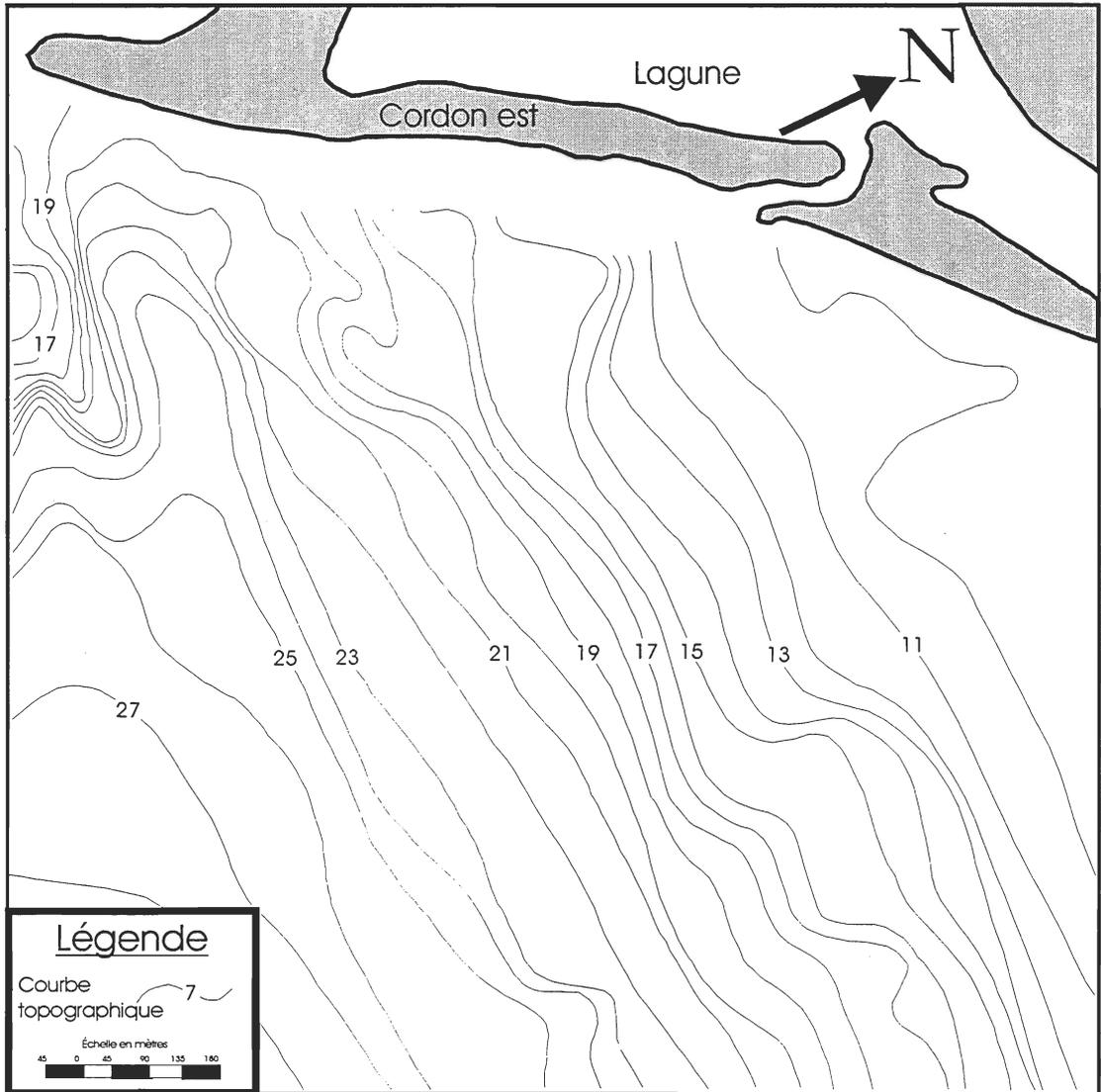


Figure 16 : Topographie de la roche en place en face du cordon est

lagune. La pente montre des irrégularités dans la zone située en face de la flèche sableuse. Cette zone est caractérisée par de plus fortes pentes atteignant $1,6^\circ$, entre 18 et 23 mètres de profondeur.

3.2.3.3. Épaisseur des sédiments

Sur la zone est, en allant de l'est vers l'ouest, en direction de la flèche sableuse, l'épaisseur des sédiments varie de 7 à 18 mètres. Au large, à une profondeur de 11 mètres, l'épaisseur des sédiments de l'est vers l'ouest varie de 1 à 16 mètres. Dans la zone située au sud de la flèche, les épaisseurs de sédiments atteignent 18 mètres. L'épaisseur des sédiments décroît vers l'est et vers le large en raison de la topographie de la roche en place. Des zones d'accumulations de sédiments sont présentes au sud-ouest et au sud de la flèche sableuse.

3.2.3.4. Interprétation

La régularité des isobathes à l'est du grau, situé sur le cordon est, montre que le transit de sédiments ne semble pas être influencé par la présence de l'ouverture et par les courants de jusant. Ces courants peuvent dévier la course des sédiments, tel que décrit par Wright (1977) et Davis et Kuhn (1985), au-delà du seuil d'influence des vagues. Cependant, des observations de terrain effectuées à l'embouchure du grau, à marée basse, montrent une accumulation de sédiments au niveau du delta intertidal de jusant qui n'apparaît pas sur la carte bathymétrique en

raison de l'absence de données en faible profondeur. Ces sédiments, déviés par la présence du delta de jusant et par les courants de marée, migrent sur des profondeurs inférieures à 5 mètres, c'est-à-dire dans la zone d'action de la houle, ce qui les rend disponibles pour être remaniés et redistribués vers la flèche sableuse le long du cordon est à l'ouest du grau, tel que décrit par Davis et Kuhn (1985) et Jaffe (1997).

La distribution des sédiments ne tient pas compte de la topographie de la roche en place à l'exception d'une irrégularité située au niveau de la flèche sableuse qui résulte d'une dépression creusée dans de la roche en place. À ce niveau, la topographie de la roche en place agit comme piège à sédiment (Komar, 1976).

3.3. Profils de plage

La description des profils de plage est divisée en fonction des sites de contrôle. Sur l'est du cordon, onze séries profils sont situés sur le cordon littoral abritant la lagune, deux sont situés de part et d'autre de l'épi rocheux et quatre sont situés sur la flèche sableuse située à l'extrémité du cordon est (figure 4). Les mesures ont été prises au cours de trois campagnes, du 14 au 16 septembre, du 12 au 16 octobre et du 9 au 13 novembre 1998. Les profils sont représentés, de gauche vers la droite, soit de la lagune vers la Baie des Chaleurs

3.3.1. Cordon est

3.3.1.1. Profil 2

L'arrière plage qui limite la lagune, et la haute plage externe qui donne sur la baie des Chaleurs sont en érosion de septembre à octobre (figure 17). En novembre, l'arrière plage s'est engraisée de manière importante à un niveau supérieur par rapport à septembre tandis que le haut de plage externe a repris son profil initial tout en présentant une légère érosion sommitale. Le bas de la plage externe, entre 50 centimètres à -75 centimètres, ne montre qu'une très faible accrétion. Durant la première période, la plage externe, a pris un profil de tempête (érosion du haut de plage externe et accumulation dans la partie inférieure). De septembre à novembre, la crête de la plage s'est déplacée de 3 mètres en direction de la lagune. Coté lagune, l'arrière plage a une pente de $1,6^\circ$ tandis que la plage externe a une pente de $5,1^\circ$.

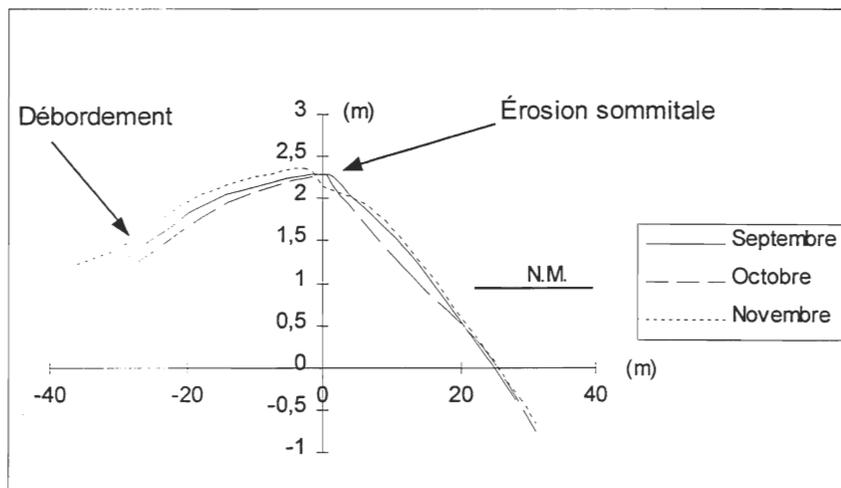


Figure 17 : Variations du profil de plage 2 – Cordon est

3.3.1.2. Profil 3

Le profil 3 (figure 18) a subi une érosion significative sur la haute plage externe de septembre à octobre tout comme le profil précédent. L'arrière plage et le bas de la plage externe ne montre aucun changement. La plage externe montre un profil de tempête pour le mois d'octobre. L'arrière plage a une pente de $1,2^\circ$ tandis que la plage externe a une pente de $5,0^\circ$.

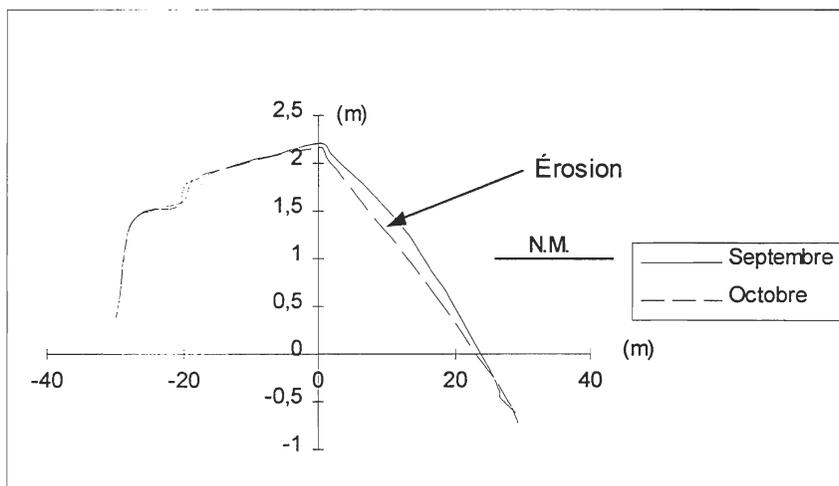


Figure 18 : Variations du profil de plage 3 – Cordon est

3.3.1.3. Profil 4

De septembre à octobre, des sédiments se sont accumulés sur l'arrière plage sans qu'il n'en résulte un débordement de sédiments dans la lagune (figure 19). Durant la période d'octobre à novembre, la plage externe s'est engraisée sur tout le profil et une légère progradation de 2 mètres s'est produite en direction de la lagune. De septembre à novembre, la

crête de la plage a reculée d'environ 4 mètres en direction de la lagune. L'arrière plage a une pente de $1,7^\circ$ tandis que la plage externe a une pente de $5,0^\circ$.

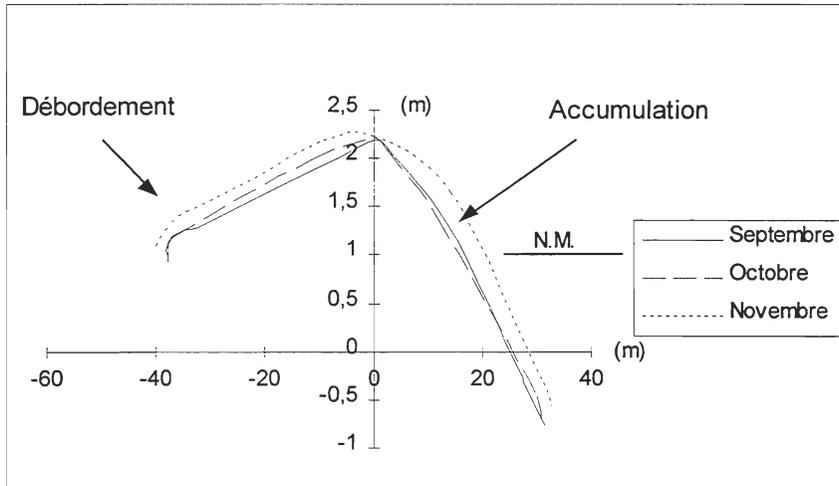


Figure 19 : Variations du profil de plage 4 – Cordon est

3.3.1.4. Profil 5

Ce profil est situé près du grau. Sur la plage externe, apparaît de la tourbe mise en place auparavant alors que le site se trouvait à l'intérieur de la lagune. Le profil a subi d'importantes érosions sur le bas de la plage externe de septembre à octobre, et sur l'ensemble de la plage externe d'octobre à novembre (figure 20). Le bas de la plage externe se stabilise sur un soubassement de tourbe qui forme une micro falaise plus résistante à l'érosion que le sable. Durant cette dernière période, l'arrière plage a subi une progradation 4,5 mètres et la crête de la plage a subi un recul de l'ordre de 6 mètres en direction de la lagune. L'arrière plage a une pente de $1,3^\circ$. Le haut de la plage externe possède une pente de $4,6^\circ$ tandis que le bas de la plage externe a une pente de 20° .

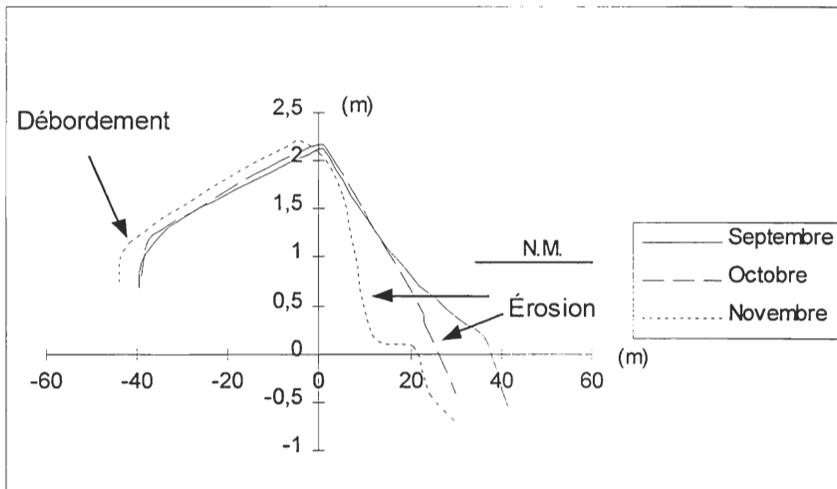


Figure 20 : Variations du profil de plage 5 – Cordon est

3.3.1.5. Profil 6

Sur le profil 6 (figure 21), de septembre à octobre, seule la crête de la plage a subi une accrétion. D'octobre à novembre, une accrétion s'est produite sur l'ensemble du profil, à l'exception de la crête de la plage ; elle est accompagnée d'une progradation vers la lagune estimée à 8 mètres. Seule la crête de la plage est restée stable durant cette dernière période. L'arrière plage a une pente de $1,1^\circ$ tandis que la plage externe possède une pente de $5,4^\circ$.

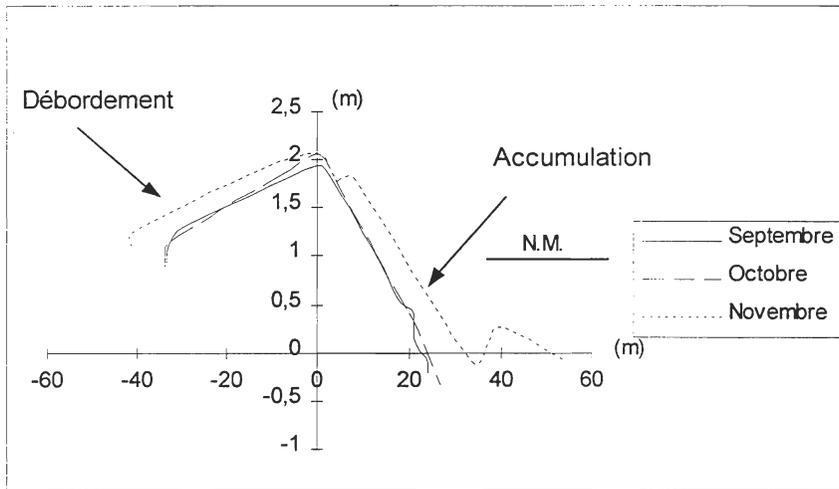


Figure 21 : Variations du profil de plage 6 – Cordon est

3.3.1.6. Profil 7

Le profil 7 (figure 22) est perpendiculaire au cordon et est situé directement à l'ouest du grau. De septembre à octobre il est resté stable à l'exception d'une légère érosion semblable à celles observées sur les profils 5 et 6 alors que la tourbe affleure sur la plage externe. Le haut de l'arrière plage a une pente de $2,5^\circ$ tandis que le bas de l'arrière plage a une pente de $0,3^\circ$. Le haut de la plage externe a une pente de $4,1^\circ$ tandis que le bas de la plage externe a une pente de 5° . Le profil 7A (figure 23), dirigé vers le grau, est caractérisé par une accrétion de sa partie supérieure et par une érosion d'environ 4 mètres au niveau du grau. La paroi du talus qui surplombe le grau est composée de tourbe.

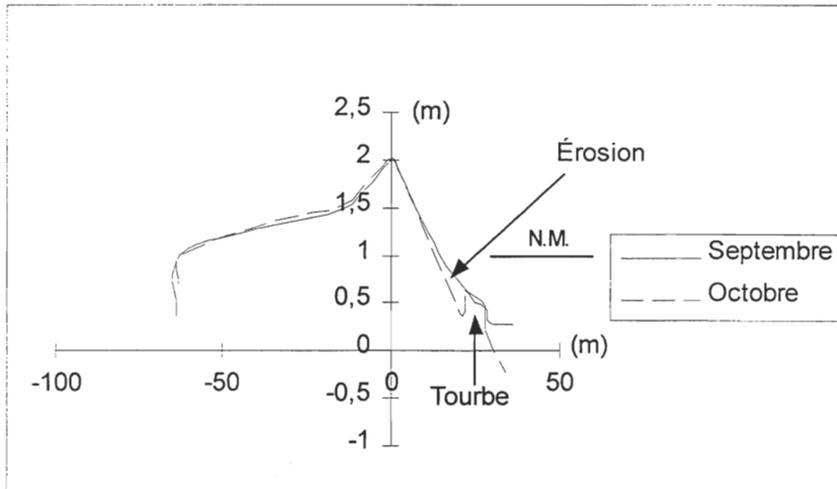


Figure 22 : Variations du profil de plage 7 – Cordon est

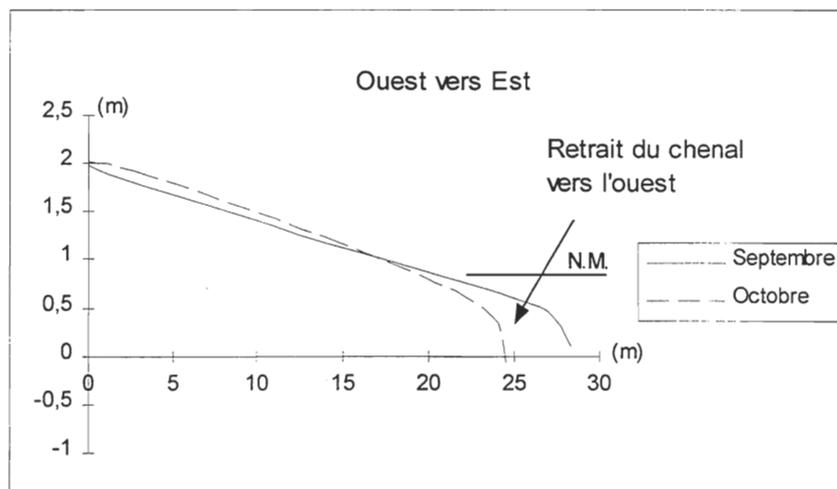


Figure 23 : Variations du profil de plage 7A – Cordon est

3.3.1.7. Profil 8

D'importantes modifications furent observées sur ce profil de septembre à novembre (figure 24). Sur la plage externe, une érosion à eu lieu de septembre à novembre. Une érosion est également présente sur l'arrière plage durant la période comprise entre septembre et octobre. Durant la dernière période de mesure, la partie supérieure de l'arrière plage est en accumulation et la partie inférieure subit une érosion. Un débordement d'environ 4 mètres s'est produit en direction de la lagune. La crête de la plage a été érodée et aplanie de 20 centimètres par rapport au profil de septembre. Le haut de l'arrière plage est plat et le bas de l'arrière plage possède une pente de $11,7^\circ$. La pente du haut de la plage externe passe en septembre de $2,2^\circ$ à $4,4^\circ$ en novembre. Le bas de la plage externe possède une pente constante de $6,4^\circ$. La partie inférieure du profil 8A (figure 25), dirigée vers le grau, met en évidence une importante phase d'accumulation entre septembre et novembre. Le côté est du grau se déplace vers l'ouest (profil 7A). Il y a absence d'affleurement de tourbe sur le profil.

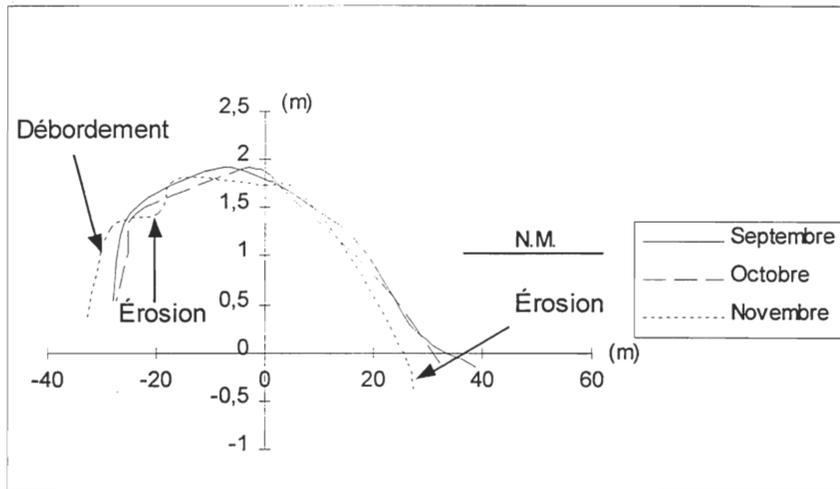


Figure 24 : Variations du profil de plage 8 – Cordon est

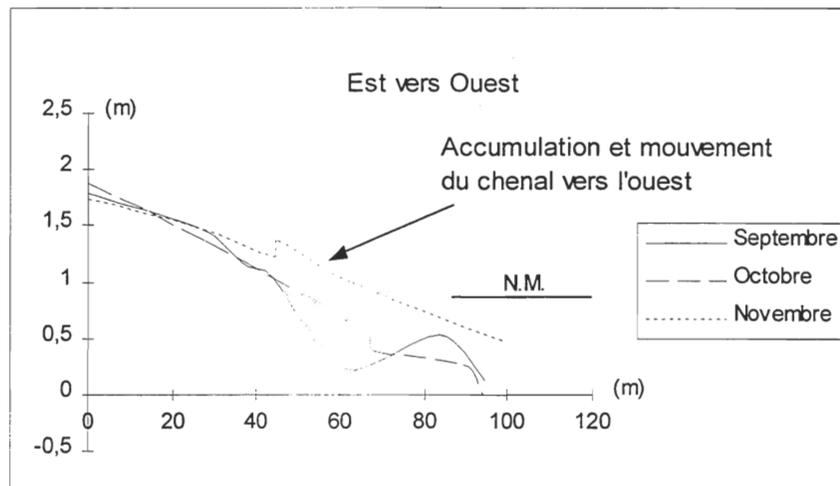


Figure 25 : Variations du profil de plage 8A – Cordon est

3.3.1.8. Profil 9

La plage externe a subi une accumulation de sa partie supérieure et de sa partie inférieure (figure 26). Sur cette dernière partie, l'accumulation est importante pour la période comprise entre septembre et octobre. Un débordement de 3 mètres de sédiment est observé sur l'arrière plage d'octobre à novembre. Une accumulation s'est produite entre septembre et octobre sur la crête de la plage. Alors que pour la période comprise entre octobre et novembre, la crête a subi une importante érosion (de 20 centimètres) par rapport au niveau de septembre. L'arrière plage a une pente de $1,8^\circ$. De septembre à novembre, le profil de la plage externe est similaire et a une pente de $5,5^\circ$.

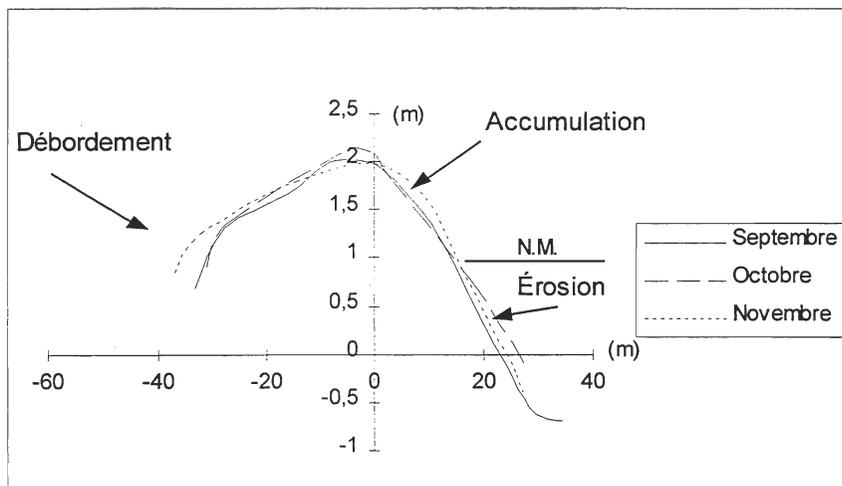


Figure 26 : Variations du profil de plage 9 – Cordon est

3.3.1.9. Profil 10

Par rapport à septembre, une accumulation de sédiments apparaît sur le haut de la plage externe, sur la crête et sur l'arrière plage (figure 27). Le bas de la plage externe qui a subi une accumulation pour la période allant de septembre à octobre, a subi de l'érosion pour la période comprise entre octobre et novembre. Aucun débordement de sédiments en direction de la lagune est observé sur ce profil. La crête de la plage a subi une accrétion d'environ 12 centimètres. Le profil de la plage externe est relativement stable pour la période comprise entre septembre et novembre. L'arrière plage a une pente de $5,5^\circ$ et la plage externe a une pente de $2,2^\circ$.

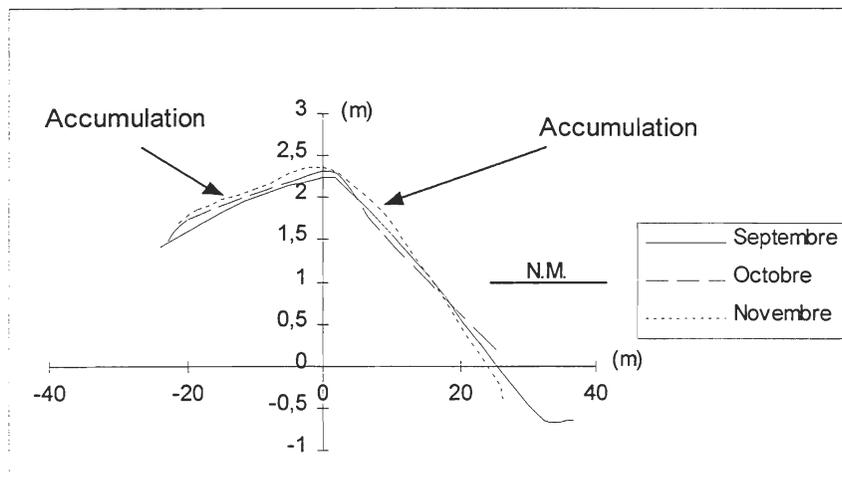


Figure 27 : Variations du profil de plage 10 – Cordon est

3.3.1.10. Profil 11

La plage externe qui s'est légèrement érodée durant la période comprise entre septembre et octobre, a repris sa forme initiale en novembre (figure 28). L'arrière plage a subi un débordement important d'environ 11 mètres. La crête de la plage n'a pas été modifiée de façon significative par rapport à sa position de septembre. Le haut de l'arrière plage a une pente de $2,4^\circ$ et le bas de l'arrière plage possède une pente de $1,6^\circ$ en raison de l'accumulation de sédiment. La plage externe a une pente de $5,0^\circ$.

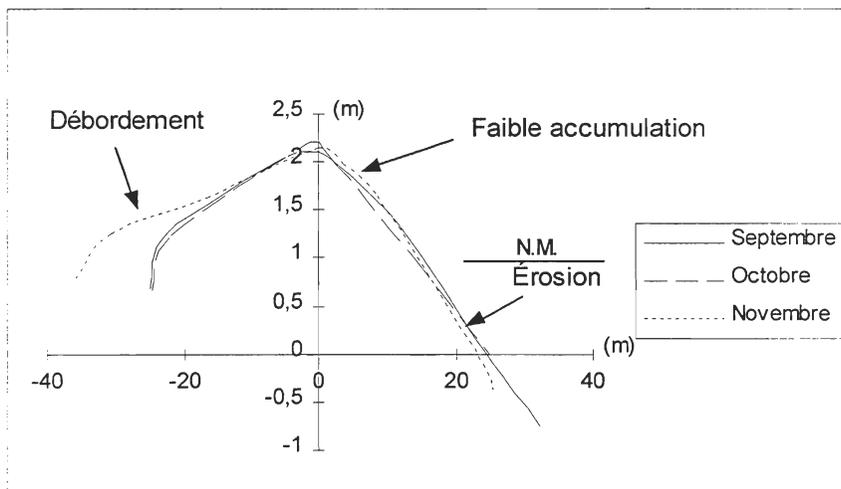


Figure 28 : Variations du profil de plage 11 – Cordon est

3.3.1.11. Profil 12

La plage externe a subi une importante érosion durant la période comprise entre septembre et octobre; elle avait pris la forme d'un profil de tempête. Par la suite, elle a repris sensiblement son profil initial en novembre (figure 29). L'arrière plage n'a subi aucune modification. Une érosion sommitale d'environ 25 centimètres a affecté la crête de la plage durant la période comprise entre septembre et novembre. L'arrière plage a une pente de $1,8^\circ$ et la plage externe possède, pour le mois de novembre, un profil ayant une pente de $6,8^\circ$. La plage externe de ce profil possède des sédiments composés de galets comparativement à du sable moyen pour l'ensemble des précédents profils.

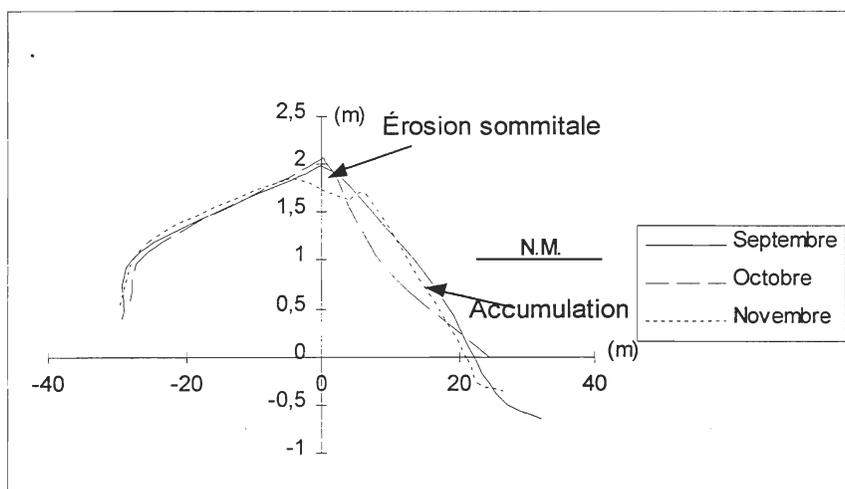


Figure 29 : Variations du profil de plage 12 – Cordon est

Tableau 3 : Caractéristiques des profils du cordon est du barachois de Paspébiac de septembre à novembre

Profil	Haute	Basse	Crête	Arrière	Débord	Pente (°)	Pente(°)	Pente(°)	Pente
	Plage	Plage				Bas arr.	Haut arr.	Haute	Basse
	Marine	Marine				Plage	Plage	Plage	Plage
2	---	---	E	A	A	1,8	1,8	5,1	5,1
3	Na	Na	Na	Na	Na	1,2	1,2	5,0	5,0
4	A	A	---	A	A	1,7	1,7	5,0	5,0
5	E	E	E	A	A	1,3	1,3	4,6	20,0
6	A	A	E	A	A	1,1	1,1	5,4	5,4
7	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na
8	E	A	E	E	A	11,7	0,0	4,4	6,4
9	---	A	E	A	A	1,8	1,8	5,5	5,5
10	---	A	A	A	---	2,2	2,2	5,5	5,5
11	E	---	A	---	A	1,6	2,4	5,0	5,0
12	E	---	A	---	---	1,8	1,8	6,8	6,8

A : Accumulation

E : Érosion

3.3.1.12. *Interprétation*

Sur l'ensemble des profils effectués sur le cordon est (tableau 3), deux seulement ne montrent pas de phénomène d'accrétion. Ces deux profils (10 et 12) sont situés à l'est du grau, sur la partie du cordon sur laquelle la végétation a colonisée sur l'arrière plage supérieure et constitue un obstacle à l'érosion de la plage externe tel que décrit par Oertel (1985), Duffy et al. (1989) Delaney et Devoy (1995) et Short (1999). Les autres profils subissent tous des débordements et présentent une absence de végétation sur l'arrière plage sauf pour les profils 2 et 11 où la végétation est ensevelie par les dépôts de débordement de tempêtes.

3.3.2. Épis rocheux

3.3.2.1. Profil 13

Le profil en aval (par rapport à la direction du courant) de l'épis rocheux de la plage à Norbert, est situé à l'extrémité est du barachois. Il subit une légère accumulation entre septembre et octobre sur les 40 premiers mètres, et ce jusqu'à une profondeur de -15 centimètres (figure 30). Durant cette même période, la partie basse du profil a subi une érosion. D'octobre à novembre, le profil est caractérisé par une importante phase d'accumulation sur toute sa longueur.

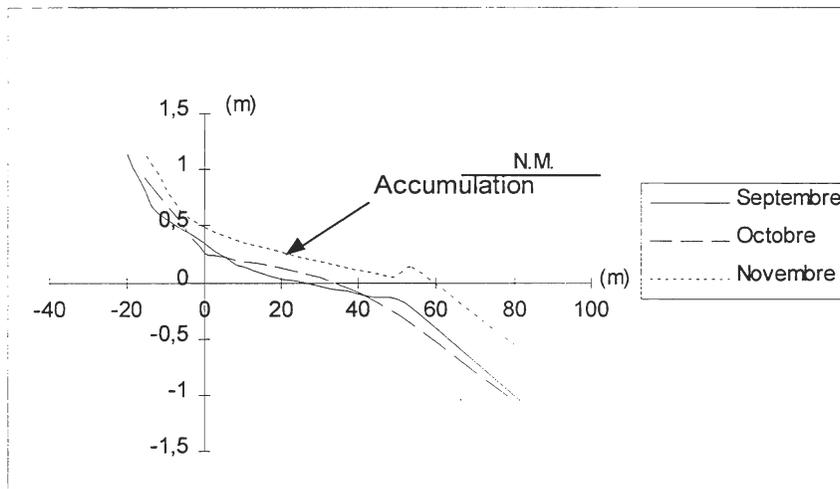


Figure 30 : Variations du profil de plage 13 – Épis rocheux

3.3.2.2. Profil 14

De septembre à octobre, le profil en amont de l'épis rocheux a été érodé sur toute sa longueur, l'érosion étant plus importante sur le bas du profil (figure 31). Entre octobre et novembre, le haut de la plage externe a subi une accumulation tandis que la base du profil fût érodée à partir de la cote 0 mètre. La crête de plage s'est élevée d'environ 20 centimètres par rapport à sa position initiale de septembre.

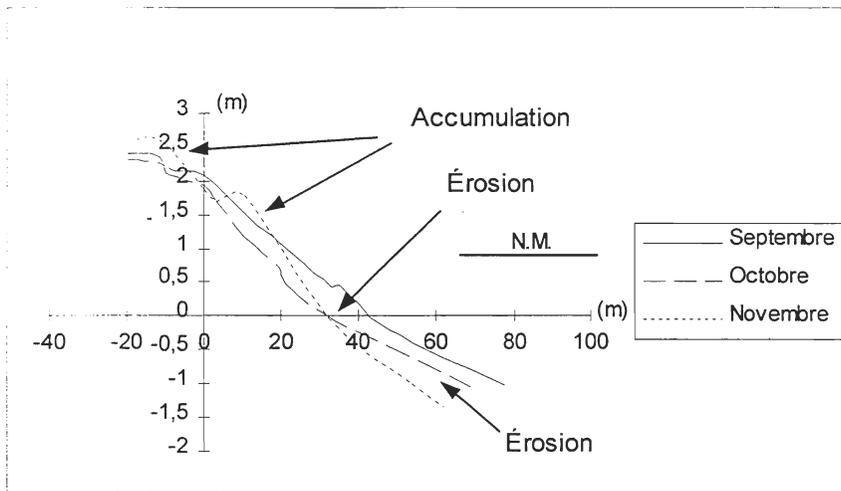


Figure 31 : Variations du profil de plage 14 – Épis rocheux

3.3.2.3. Interprétation

La différence observée entre les profils 13 et 14 est interprétée comme étant un exemple typique de la présence d'un épis rocheux le long d'un littoral. Ce type de construction provoque une modification de la dynamique sédimentaire qui se traduit par une accumulation globale de sédiments en amont du transport et d'une érosion en aval du transport (Komar, 1976; U.S. Army C. E. R. C., 1977). Au niveau de la plage à Norbert, une série de profils de plage à montrée qu'une accumulation de l'ordre de 26 000 m³ s'est produite du coté est de l'épis sur une distance de 325 mètres (Long et Renaud, 1999). Sur les 500 mètres immédiatement à l'ouest de l'épis, l'érosion annuelle du trait de côte est de 3 mètres (Long et Renaud, 1999) malgré quelques accumulations ponctuelles observées durant l'automne à l'emplacement du profil 13.

Le profil 13 subit une accumulation locale importante interprétée comme étant un transport littoral transitant par l'extrémité de l'épis rocheux. Ceci indique que la plage située à l'est de la construction est en voie d'atteindre son équilibre (Komar, 1976). Les sédiments qui devraient s'accumuler à l'est de l'épis se retrouvent donc du côté ouest. Les sédiments contournent l'extrémité de l'épis et transitent par une profondeur qui est située dans la zone d'action des vagues, ce qui les rend disponibles pour alimenter la plage plus à l'ouest. Cependant, la présence de l'épis dévie les sédiments qui auraient naturellement engraisé la plage immédiatement à l'ouest de la construction, ce qui cause l'érosion observée.

3.3.3. Flèche sableuse

3.3.3.1. Profil 15

Entre septembre et novembre, la plage externe (coté sud-est) a subi une érosion et un recul d'environ 4 mètres (figure 32). Sur l'arrière plage (coté nord-ouest), le profil est stable à l'exception d'une légère accumulation en bas de profil. Le haut du profil est plus étroit et la crête a subi une accrétion d'environ 10 centimètres.

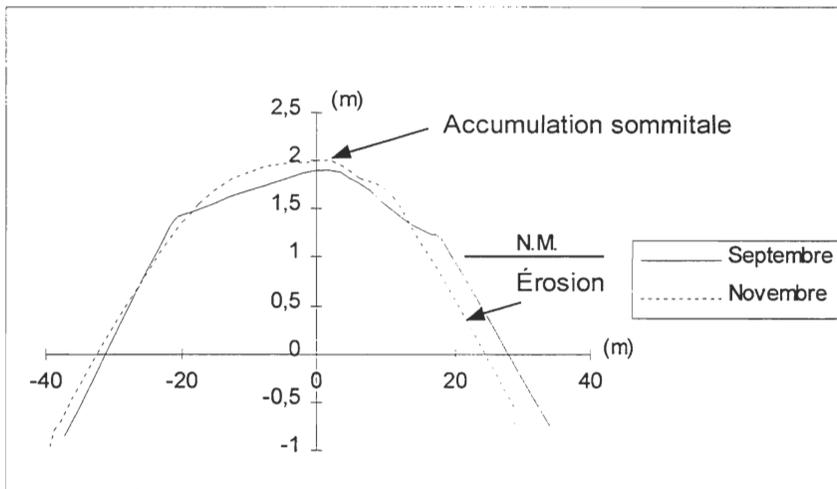


Figure 32 : Variations du profil de plage 15 – Flèche sableuse

3.3.3.2. Profil 16

De septembre à novembre, la plage externe et l'arrière plage ont subi une importante érosion qui s'est traduit par un recul sur la face avant d'environ 6 mètres (figure 33). La partie supérieure du profil est devenue plus étroite et elle a subi une accrétion de 10 centimètres par rapport à sa position initiale de septembre.

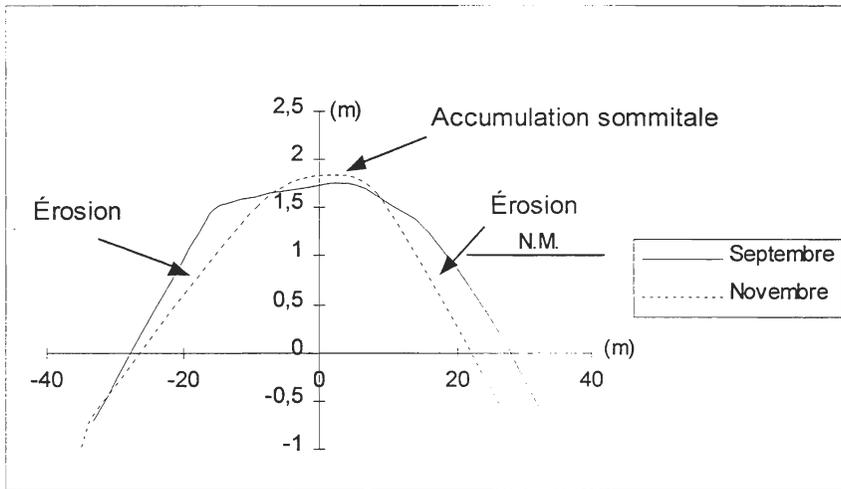


Figure 33 : Variations du profil de plage 16 – Flèche sableuse

3.3.3.3. Profil 17

Le haut de la plage externe et le bas de l'arrière plage ont subi une accumulation durant la période comprise entre septembre et novembre (figure 34). Le bas de l'arrière plage a progradé d'approximativement 7 mètres. La crête de la plage a subi, durant la même période, une accrétion de 20 centimètres et un déplacement environ 5 mètres vers le nord est.

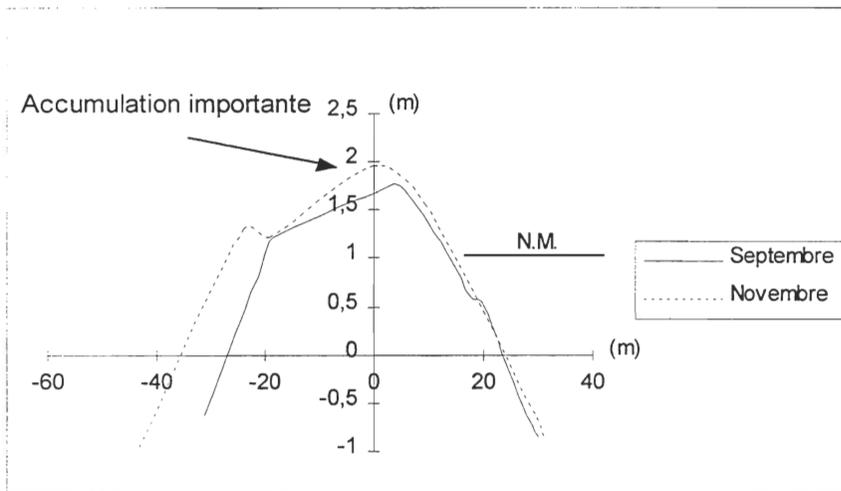


Figure 34 : Variations du profil de plage 17 – Flèche sableuse

3.3.3.4. Profil 18

Pour la période comprise entre septembre et octobre, le profil est caractérisé par une très forte érosion (figure 35). Le sommet du profil a diminué de 70 centimètres comparativement à sa position initiale. Le transect dirigé en direction de l'extrémité de la flèche (figure 36) a subi un recul de 20 mètres. Pour la période d'octobre à novembre, le point de base du profil a disparu, ce qui s'explique par une nouvelle érosion minimale de 12 mètres.

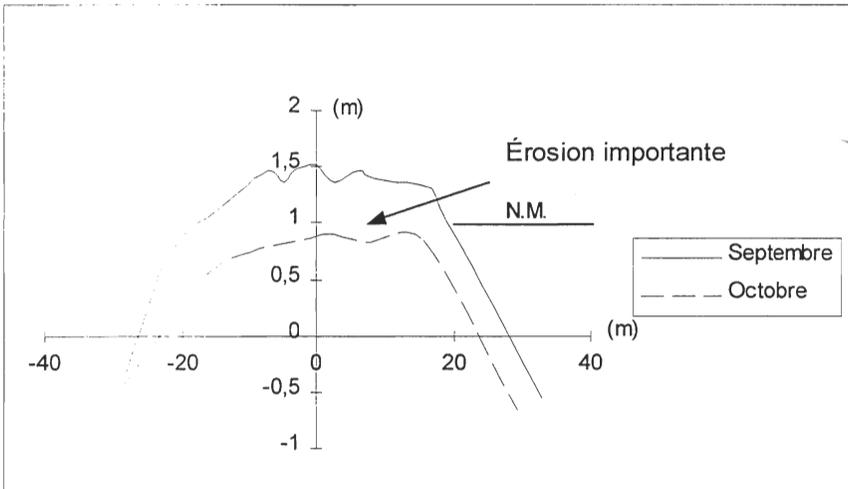


Figure 35 : Variations du profil de plage 18 – Flèche sableuse

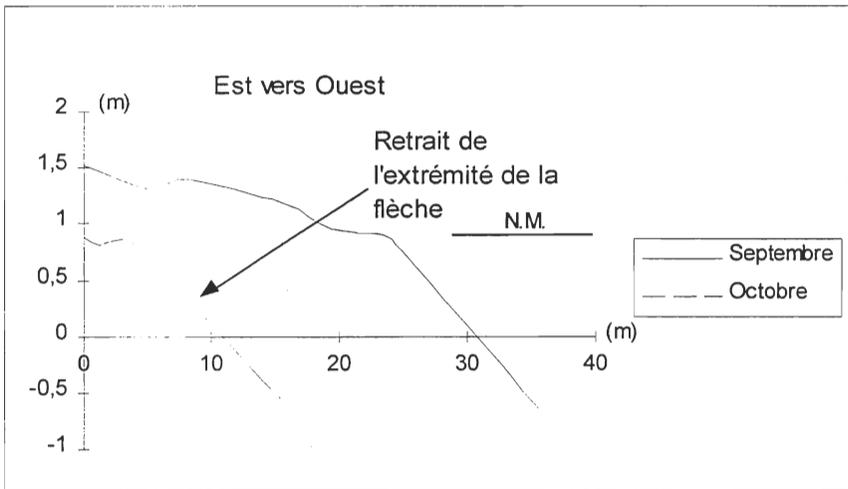


Figure 36 : Variations du profil de plage 18A – Flèche sableuse

3.3.3.5. Interprétation

L'ensemble des profils de plage de la flèche sableuse montre que le système est en érosion. Ce qui correspond à la réponse de la plage aux tempêtes : les profils deviennent d'un type classique de profil d'automne décrit par Komar (1976), Short et Hesp (1982), Wright et Short (1984) et Larson et Kraus (1994). L'arrière plage du profil 17 met en évidence une accumulation qui résulte d'un apport de sable venant de l'érosion de l'extrémité de la flèche plus à l'ouest causée par les houles provenant de cette direction (Long, comm. pers., 2000). L'action des houles venant de l'ouest a également provoqué un recourbement de l'extrémité vers l'intérieur du bassin situé derrière la flèche (Ollerhead et al., 1995). L'extrémité de la flèche sableuse, qui a subi un recul minimal de 32 mètres, devrait reprendre sa position initiale en temps calme (Short, 1999).

3.4. Caractéristiques des courants et du transport sédimentaire

L'analyse des caractéristiques des courants a été effectuée en fonction de la détermination de la vitesse moyenne des courants (tableau 4). Cette valeur est utilisée pour déterminer les processus de transport sédimentaire en fonction de la granulométrie de chacune des stations de mesure. La relation entre la vitesse des courants et du transport sédimentaire est analysée selon les relations profondeur--vitesse--taille établie par Southard (1971).

Tableau 4 : Données des vitesses de courant par station de mesure

Station	Début	Fin	Marée	Vmoy (m/s)	Vmax (m/s)	%
1-C1681106	10/6/98 –17:52	17/6/98 --	Jusant	0,3	0,42	75
		15:12	Flot	0,25	0,48	25
3-C1681066	4/6/98 –18:22	10/6/98 --	Jusant	0,27	0,51	60
		18:22	Flot	0,19	41,7	40
4-C0768066	7/6/98 – 21:42	10/6/98 --	Jusant	0,66	1,02	75
		04:22	Flot	0,35	0,6	25
7-C0768106	10/6/98 –17:52	17/6/98 --	Jusant	0,15	0,48	80
		15:12	Flot	0,27	0,58	20
9-C0768176	17/6/98 –17:52	25/6/98 --	Jusant	0,15	0,56	75
		11:02	Flot	0,28	0,80	25
11-C0768256	25/6/98 –11:12	1/7/98 --14:52	Jusant	0,15	0,56	70
			Flot	0,24	0,72	30

3.4.1. Station 1-C1681106

Les vitesses et directions des courants de marée, pour la station 1, ont été enregistrées entre le 10 juin 1998 à 17h52 et le 17 juin à 15h12, soit durant 12 cycles de marée complets (figure 37). Les directions moyennes des courants de jusant sont de 30° et celles de flot sont de

215°. La vitesse moyenne des courants de marée est de 0,30 m/s en jusant et de 0,25 m/s en flot. Ces vitesses dépassent le seuil de mise en mouvement des grains de 1,15 Phi, qui est d'environ 0,15 m/s à une profondeur de 15cm.

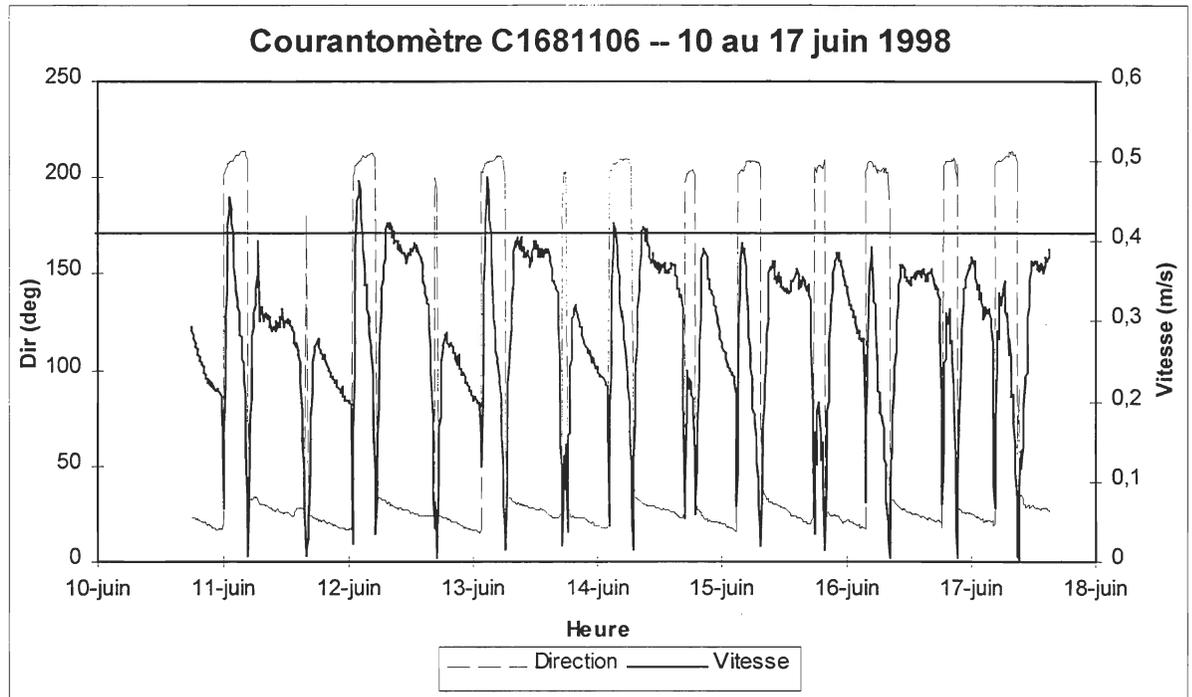


Figure 37 : Direction et vitesse de courant – Station 1

En jusant, les vitesses sont supérieures au seuil de transport du sable de 0,1 PHI (0,41 m/s) en 2 occasions, soit durant 1,7% de la période, alors qu'en flot, 4 périodes ont été observées, représentant 9,3% de la période.

3.4.2. Station 3-C1681066

Les vitesses et directions des courants de marée, pour la station 3, ont été enregistrées entre le 4 juin 1998 à 18h22 et le 10 juin à 14h02, soit durant 11 cycles de marée complets (figure 38). Les directions moyennes des courants de jusant sont de 75° et celles de flot sont de 240° . La vitesse moyenne des courants de marée est de $0,27$ m/s en jusant et de $0,19$ m/s en flot. Ces vitesses dépassent le seuil de mise en mouvement des grains de $1,15$ Phi, qui est d'environ $0,15$ m/s, à une profondeur de 30cm.

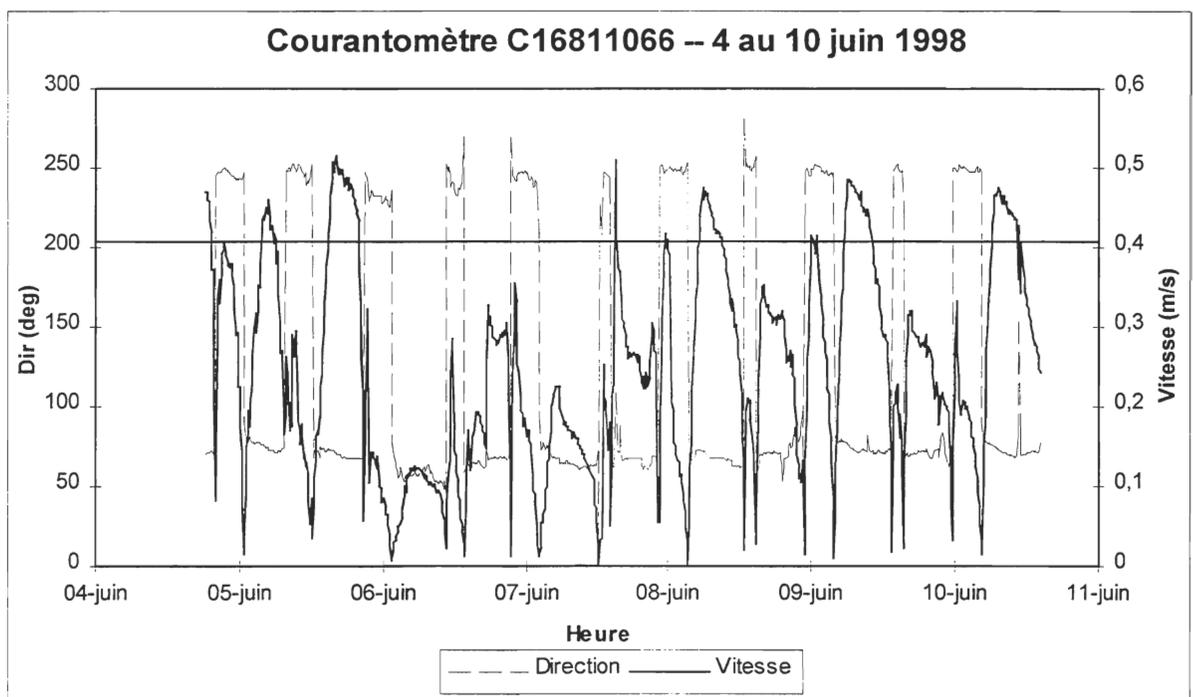


Figure 38 : Direction et vitesse de courant – Station 3

En jusant, les vitesses sont supérieures au seuil du transport du sable de 0,1 PHI (0,41 m/s) en 6 occasions, soit durant 25% de la période, alors qu'en flot, 2 périodes ont été observées, représentant 2,4% de la période.

3.4.3. Station 4-C0768066

Les vitesses et directions des courants de marée, pour la station 4, ont été enregistrées entre le 6 juin 1998 à 17h42 et le 10 juin à 14h02, soit durant 7 cycles de marée complets (figure 39). Les directions moyennes des courants de jusant sont de 125° et celles de flot sont de 320°. La vitesse moyenne des courants de marée est de 0,66 m/s en jusant et de 0,35 m/s en flot. Ces vitesses dépassent le seuil de mise en mouvement des grains de 1,15 Phi, qui est d'environ 0,15 m/s, à une profondeur de 25cm.

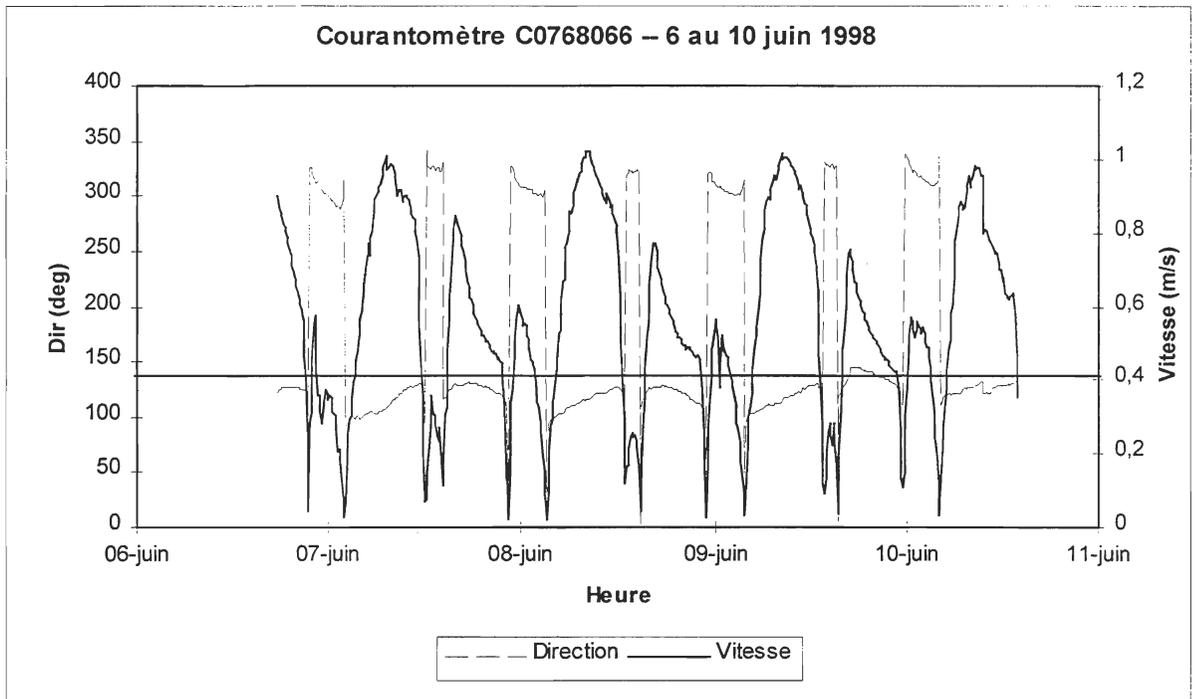


Figure 39 : Direction et vitesse de courant – Station 4

En jusant, les vitesses sont supérieures au seuil de transport du sable de 0,1 PHI (0,41 m/s) en 7 occasions, soit durant 84,1% de la période, alors qu'en flot, 4 périodes ont été observées, représentant 38,8% de la période.

3.4.4. Station 7-C0768106

Les vitesses et directions des courants de marée, pour la station 7, ont été enregistrées entre le 6 juin 1998 à 17h52 et le 13 juin à 15h02, soit durant 11 cycles de marée complets (figure 40). Les directions moyennes des courants de jusant sont de 170° et celles de flot sont de 340° . La vitesse moyenne des courants de marée est de 0,15 m/s en jusant et de 0,27 m/s en flot.

Ces vitesses dépassent le seuil de mise en mouvement des grains de 1,15 Phi, qui est d'environ 0,15 m/s, à une profondeur de 20cm.

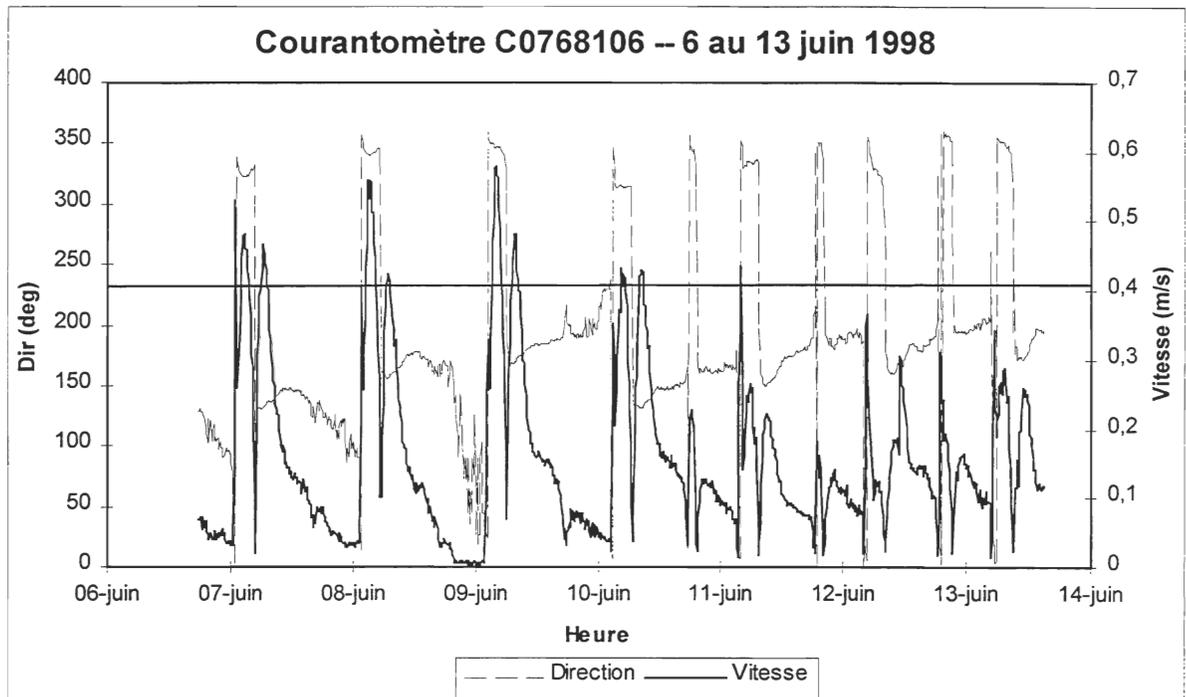


Figure 40 : Direction et vitesse de courant – Station 7

En jusant, les vitesses sont supérieures au seuil de transport du sable de 0,1 PHI (0,41 m/s) en 4 occasions, soit durant 2,6% de la période, alors qu'en flot, 5 périodes ont été observées, représentant 20,2% de la période.

3.4.5. Station 9-C0768176

Les vitesses et directions des courants de marée, pour la station 9, ont été enregistrées entre le 17 juin 1998 à 17h52 et le 25 juin à 11h12, soit durant 15 cycles de marée complets (figure 41). Les directions moyennes des courants de jusant sont de 270° et celles de flot sont de 125° . La vitesse moyenne des courants de marée est de $0,15$ m/s en jusant et de $0,28$ m/s en flot. Ces vitesses dépassent le seuil de mise en mouvement des grains de $1,15$ Phi, qui est d'environ $0,15$ m/s, à une profondeur de 25cm.

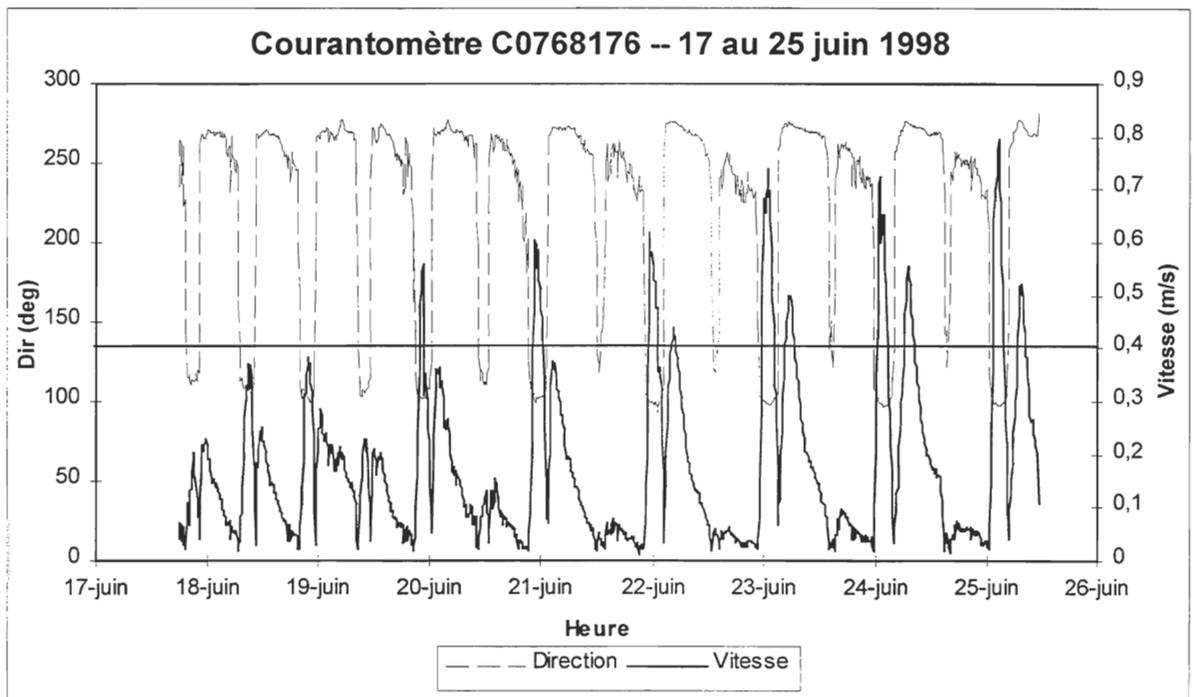


Figure 41 : Direction et vitesse de courant – Station 9

En jusant, les vitesses sont supérieures au seuil de transport du sable de 0,1 PHI (0,41 m/s) en 4 occasions, soit durant 4,8% de la période, alors qu'en flot, 6 périodes ont été observées, représentant 25,9% de la période.

3.4.6. Station 11-C0768256

Les vitesses et directions des courants de marée, pour la station 11, ont été enregistrées entre le 25 juin 1998 à 11h22 et le 1er juillet à 14h52, soit durant 11 cycles de marée complets (figure 42). Les directions moyennes des courants de jusant sont de 145° et celles de flot sont de 340°. La vitesse moyenne des courants de marée est de 0,15 m/s en jusant et de 0,24 m/s en flot. Ces vitesses dépassent le seuil de mise en mouvement des grains de 1,15 Phi, qui est d'environ 0,15 m/s, à une profondeur de 35cm.

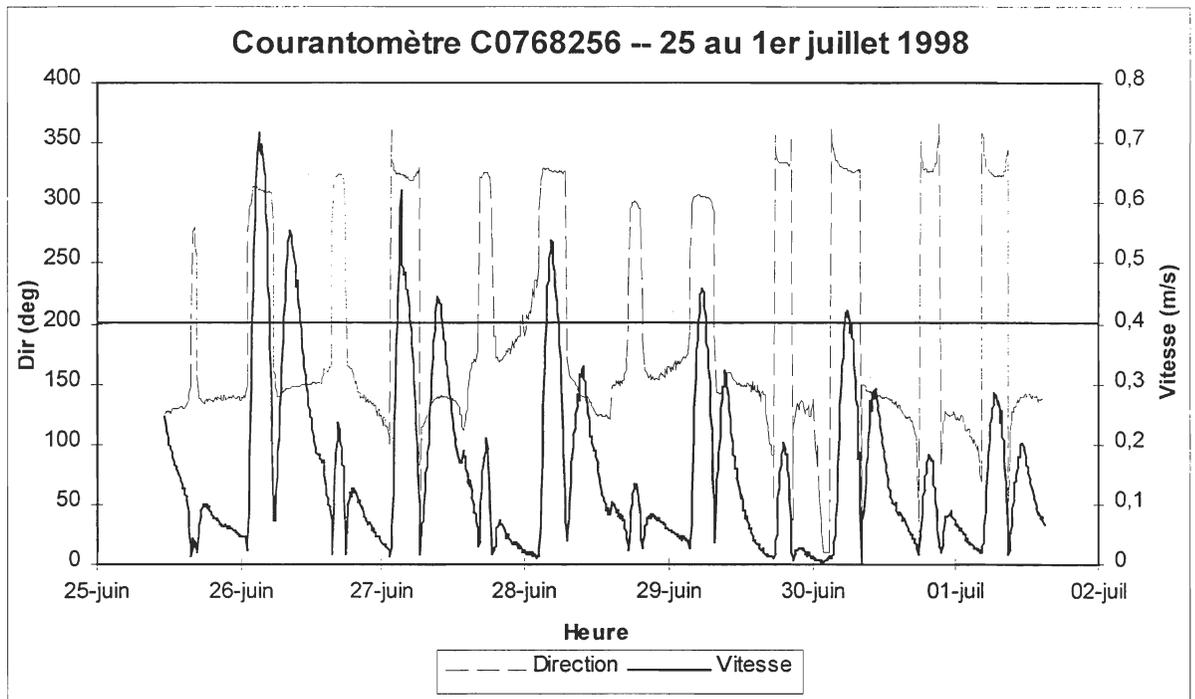


Figure 42 : Direction et vitesse de courant – Station 11

En jusant, les vitesses sont supérieures au seuil de transport du sable de 0,1 PHI (0,41 m/s) en 2 occasions, soit durant 3,5% de la période, alors qu'en flot, 5 périodes ont été observées, représentant 23,9% de la période.

Tableau 5 : Caractéristiques du potentiel de transport sédimentaire

Station	% Jusant ⁽¹⁾	%Flot ⁽²⁾
C1681106(6)(1)	1,7	9,3
C1681066(2)(3)	25	2,4
C0768066(3)(4)	84,1	38,8
C0768106(7)	2,6	20,2
C0768176(9)	4,8	25,9
C0768256(11)	3,5	23,9

(1) % de la période d'échantillonnage où la vitesse des courants de jusant est supérieure à 0,41 m/s

(2) % de la période d'échantillonnage où la vitesse des courants de flot est supérieure à 0,41 m/s

Pour l'ensemble de la campagne de mesure, seules les stations 3 et 4 situées dans le chenal du grau montrent un potentiel de transport global vers l'extérieur de la lagune. Pour ces stations, les périodes de jusant sont plus longues que celles de flot et les vitesses des courants dépassent le seuil de transport plus souvent en jusant qu'en flot pendant lequel les périodes sont plus courtes et où la vitesse des courants est plus souvent au deçà du seuil limite de transport (tableau 5). Les stations 1, 7, 9 et 11 sont le siège d'un transport net vers l'intérieur de la lagune. Sur ces stations, les périodes de flot sont plus courtes, mais la vitesse critique de transport est atteinte plus souvent en flot qu'en jusant. Dans ce dernier cas, les périodes sont plus longues, mais la vitesse des courants atteint moins souvent la vitesse critique de transport.

3.4.7. *Interprétation*

La prédominance des courants de jusant près de l'embouchure du grau est interprétée en fonction de la morphologie des chenaux. Lorsque la marée monte, la section hydraulique augmente, ce qui a pour effet de diminuer la vitesse des courants de flot. À l'opposé, lorsque la marée baisse, l'évacuation du prisme de marée, emmagasiné à l'intérieur de la lagune, est confinée dans un chenal de moindre volume ayant une section hydraulique moins importante, ce qui implique une accélération des courants de jusant (Speer et Aubrey, 1985).

La prédominance des courants de flot dans les chenaux éloignés du grau est interprétée en fonction de la différence des niveaux de marée entre l'embouchure et l'intérieur de la lagune. Lorsque que la marée est à son plus bas niveau à l'embouchure de la lagune, la vidange n'est pas terminée dans les chenaux éloignés et le niveau d'eau à cet endroit est alors plus élevé. L'écoulement du prisme de marée nécessite soit une augmentation de vitesse, soit une submersion des niveaux environnants comme c'est le cas près de l'embouchure, où à marée montante, l'eau immerge l'estran sableux. Dans ce cas, les chenaux éloignés de l'embouchure, en forme de U, sont suffisamment volumineux pour accueillir l'apport d'eau amené par la marée montante sans qu'il n'y ait de débordements latéraux, ce qui causent alors une augmentation de la vitesse des courants lors de l'évacuation (Friedrichs et Aubrey, 1998).

À l'embouchure de la lagune, malgré une prédominance des courants de jusant sur ceux de flot, le transport net de sédiments est orienté vers l'intérieur : ce transit au niveau de l'estran durant la marée montante est facilité par les courants dus au facteur vent, qui augmente la vitesse des courants (Kjerfve et Magill, 1989; Kastler et Wiberg, 1996; Janzen et Wong, 1998) dans une proportion de 5% de la vitesse du vent ou de 8% si la profondeur d'eau est inférieure à 1 mètre (U.S. Army C. E. R. C., 1977). En arrière de l'embouchure, les sédiments forment un delta de flot et se répartissent vers l'intérieur de la lagune à mesure que la compétence du flot diminue (Kastler et Wiberg, 1996). La dynamique des courants de flot et de jusant pour la barachois de Paspébiac est caractéristique des lagunes partiellement comblées (Boon et Byrne, 1981).

3.5. Stratigraphie des dépôts lagunaires

La terminologie utilisée pour la description des carottes est conforme à celle décrite par Schillinger (2000), où une lamine est une unité sédimentologique de quelques millimètres dont un empilement forme un lit. Un faciès sédimentaire est constitué d'une succession de lits mis en place selon des séquences hydrodynamiques identiques. Une unité sédimentaire est délimitée par les contacts de faciès sédimentaires. Les symboles utilisés pour la description des carottes sont expliqués à la figure 43.

	Coquillage
	Tourbe - matière organique
	Litage
	Contact net
	Contact graduel

Figure 43 : Légende pour les figures de carotte

3.5.1. Carotte 1

La carotte 1 (figure 44), mesurant 67 cm, est située dans le premier chenal parallèle à la plage. Elle est essentiellement composée d'argile sur toute sa partie inférieure (67 à 12 cm). L'unité basale, entre 67 et 41 cm, est composée d'argile (≥ 4 PHI) très compacte de couleur grise. Elle est surmontée par une unité de 15 cm d'épaisseur (entre 41 et 26 cm) composée d'argile contenant, de manière homogène, des sables fins (3,5 – 3,0 PHI) en faible quantité, donnant une teinte brunâtre à l'unité. Puis entre 26 et 12 cm l'unité est composée d'argile ayant une teinte gris verdâtre dû à la présence de végétation sous forme de tiges et racines de plantes. Cette dernière unité est surmontée par une unité de 6 cm d'épaisseur composée de sable plus fin (2,5 – 2,0 PHI) ne contenant pas de matière organique. Enfin, l'unité sommitale, entre 6 et 0 cm, est composée de sable moyen (2,0 – 1,5 PHI) de couleur gris-noir pouvant contenir de l'argile. L'ensemble des unités de cette carotte est massif, les contacts concordants sont nets et ne présentent pas de transitions granulométriques croissantes ou décroissantes.

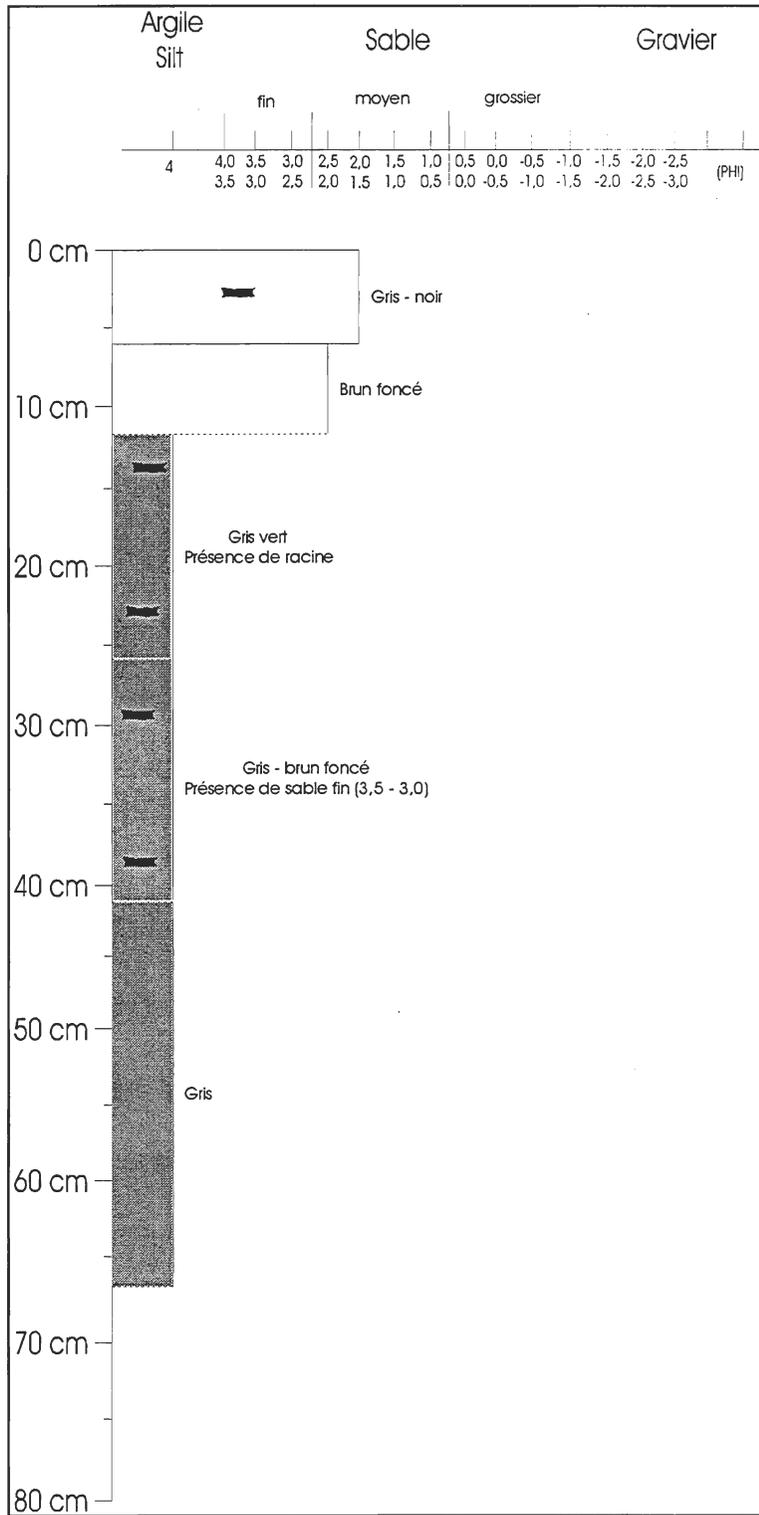


Figure 44 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 1

3.5.2. Carotte 2

La carotte 2 (figure 45), mesurant 66 cm, est située dans le premier chenal parallèle au cordon, à l'est de la carotte 1. L'unité basale, entre 66 et 50 cm est composée d'argile contenant des particules de tourbe et du sable grossier (0,5 - 0,0 PHI) sous la forme d'intrusion latérale. Puis, elle est surmontée entre 50 et 40 cm par une unité de sable moyen (1,5 - 1,0 PHI) mélangé à des sables fins (2,5 - 2,0 PHI). L'unité suivante, d'une épaisseur de 9 cm (entre 40 et 31 cm) est composée de sable moyen (1,0 - 0,5 PHI) contenant une faible quantité d'argile et une coquille de mye en position de vie. Puis entre 31 et 25 cm, un horizon d'argile peu compacte montrant la présence en lits de sable moyen (1,0 - 0,5 PHI), recouvre l'unité précédente. Entre 25 et 15 cm, l'unité est composée de sable moyen (2,5 - 2,0 PHI) contenant de la tourbe, une coquille en position de vie et de la matière organique. L'unité suivante d'une épaisseur de 7 cm (entre 15 et 8 cm) est plus foncée et comporte des lamines peu apparentes, orientées vers le sud-ouest. Des débris de coquilles sont présents dans la partie inférieure de cette unité, qui est composée de sable fin (3,0 - 2,5 PHI). Les trois dernières unités, entre 8 et 0 cm, sont composées de sable moyen (1,5 - 0,0 PHI) massif. Entre 8 et 5 cm, l'unité est granocroissante. L'unité sommitale, entre 3 et 0cm, est sableuse et granodécroissante. Les contacts entre les unités sont concordants.

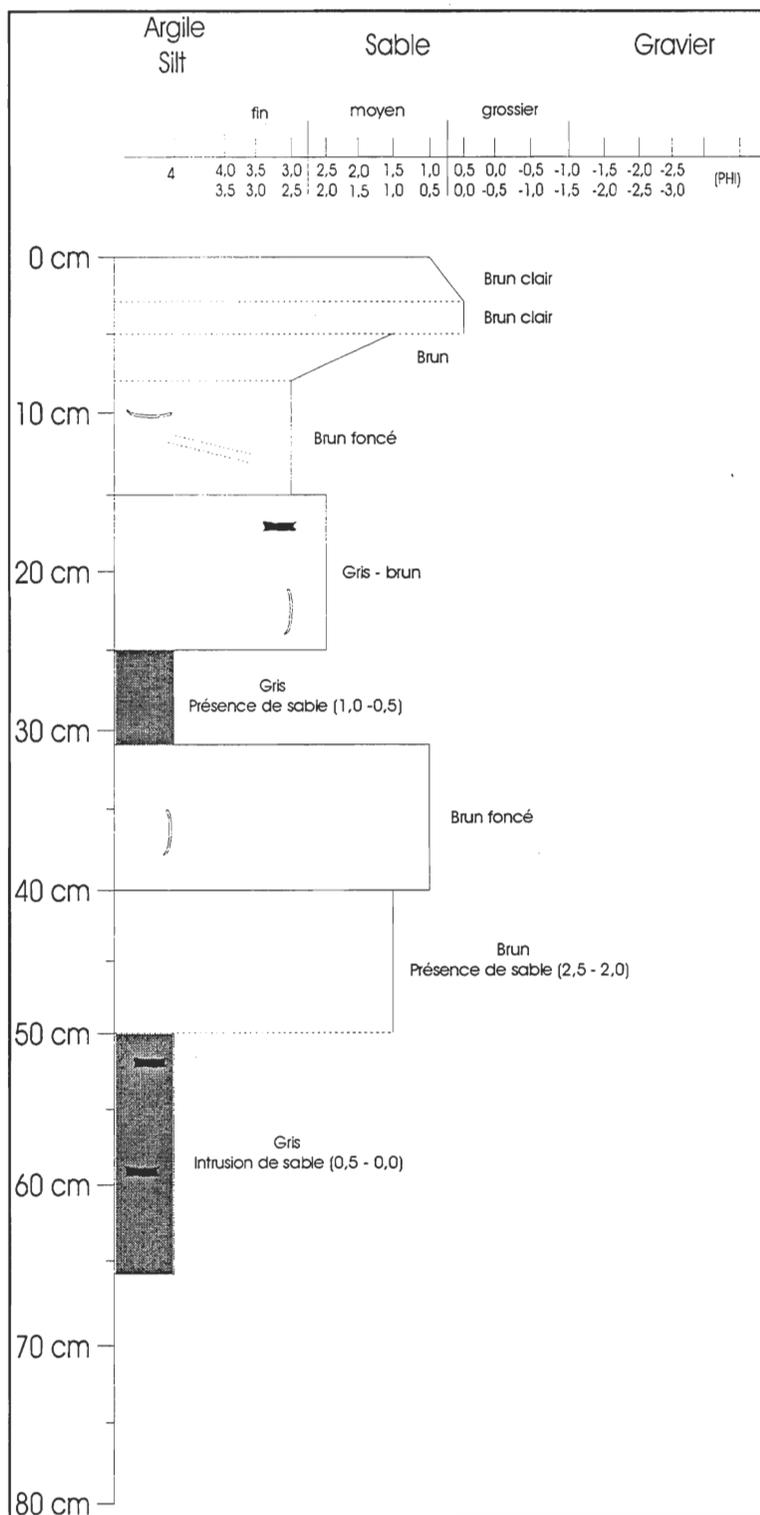


Figure 45 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 2

3.5.3. Carotte 3

La carotte 3 (figure 46), mesurant 67 cm, est située dans le premier chenal parallèle au cordon, à l'est de la carotte 2. L'unité basale, entre 67 et 61 cm, est massive et contient des débris de coquilles et de la matière organique. Elle est composée de sable moyen (1,5 – 1,0 PHI), de sable fin (2,5 – 2,0 PHI) et d'argile donnant une teinte foncée au sable. Cette unité est surmontée, entre 61 et 13 cm, par six unités sableuses ayant des lamines orientées vers le nord-est. La granulométrie de ces unités varie de sable moyen (1,5 – 1,0 PHI) à gravier (-1,0 – -1,5 PHI). Entre 61 et 42 cm, l'unité contient de la matière organique mélangée à du sable grossier (0,0 – -0,5 PHI) donnant aux sédiments une couleur foncée. L'unité comprise entre 42 et 35 cm montre un granodécroissement. Puis de 35 à 32 cm, l'unité sableuse est associée à une faible matrice de gravier (-1,0 - -1,5). Entre 32 et 28 cm, l'unité composée de sable grossier (-0,5 – -1,0 PHI) contient des débris de coquilles. Les deux unités suivantes, comprise entre 28 et 21 cm, et entre 21 et 13 cm, sont toutes granodécroissantes. L'unité située entre 13 et 8 cm est composée de sable grossier (0,5 – 0,0 PHI) ayant des lamines peu visibles orientées vers le sud-ouest. L'unité sommitale, entre 8 et 0 cm, est massive et est composée de sable fin (1,0 – 0,5 PHI). Les contacts entre les unités sont concordants.

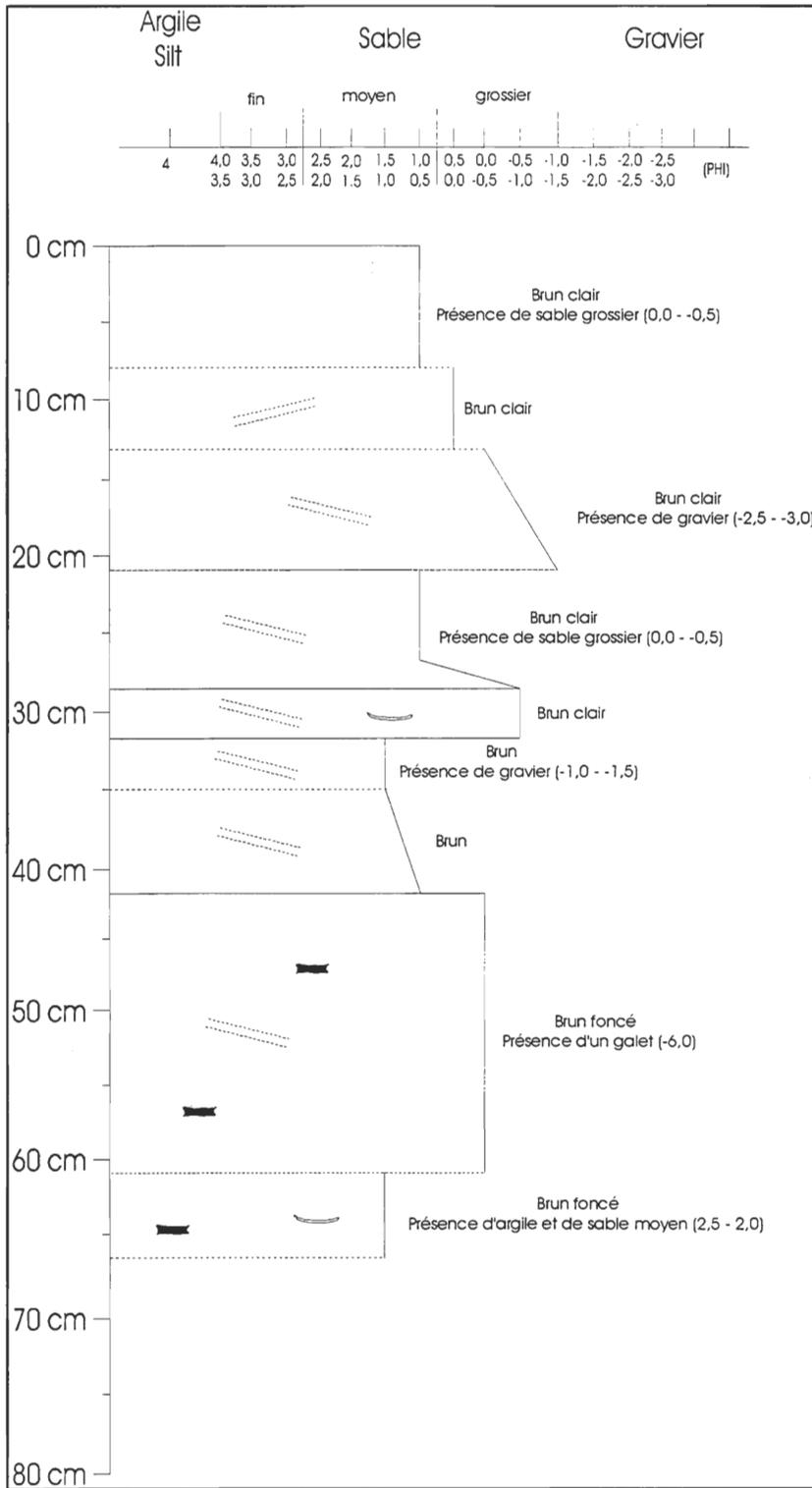


Figure 46 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 3

3.5.4. Carotte 4

La carotte 4 (figure 47), mesurant 35 cm, est située dans le chenal principal du grau à l'intérieur du delta de flot. Cette carotte est caractérisée par une alternance de neuf unités de granulométrie hétérogène qui varient de sable moyen (1,5 – 1,0 PHI) à gravier (-2,5 - -3,0 PHI). À la base, entre 35 et 32 cm, l'unité contient de la matière organique et de l'argile donnant aux sédiments une teinte plus foncée. On remarque la présence de débris de coquilles dans les unités ayant une granulométrie plus grossière (-1,5 – -3,0 PHI) à l'exception des deux dernières unités sommitales où les débris de coquille se retrouvent dans l'unité plus fine composée de sable moyen (1,0 – 0,5 PHI). Aucune lamine est apparente et les contacts entre les unités sont discordants.

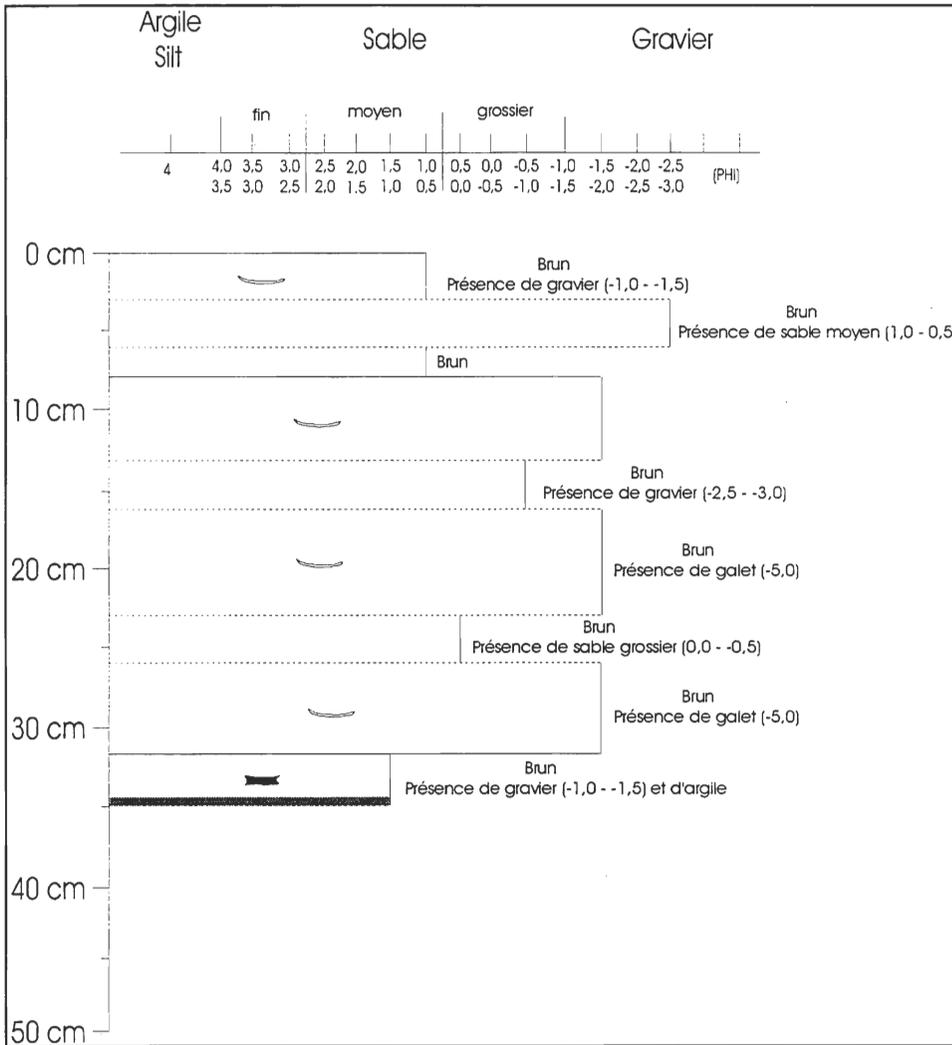


Figure 47 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 4

3.5.5. Carotte 5

La carotte 5 (figure 48), mesurant 72 cm, est située près de l'embouchure du grau, en direction de la mer par rapport à la carotte 4. L'unité basale, entre 72 et 52 cm, est formée de sable moyen (2,5 – 2,0 PHI) contenant des débris de coquilles ayant un granodécroissement vers une matrice de (2,0 – 1,5 PHI). Cette unité est surmontée, entre 53 et 42 cm, par de l'argile compacte montrant un granodécroissement jusqu'à 50 cm vers une matrice de sable fin (3,0 – 2,5 PHI). L'unité comprise entre 32 et 30 cm montre des lamines orientées vers le nord. L'unité comprise entre 26 et 23 cm contient de la matière organique et celles de 30 et 9 cm, présentent des traces de débris de coquilles dans les unités plus grossières (0,0 – -1,0 PHI). Entre 26 et 9 cm, les unités sont caractérisées par une alternance granulométrique, montrant des lamines orientées vers le sud. L'unité sommitale entre 9 et 0 cm, est massive et est composée de sable moyen (1,0 – 0,5 PHI). Le contact argile-sable à 42 cm est discordant.

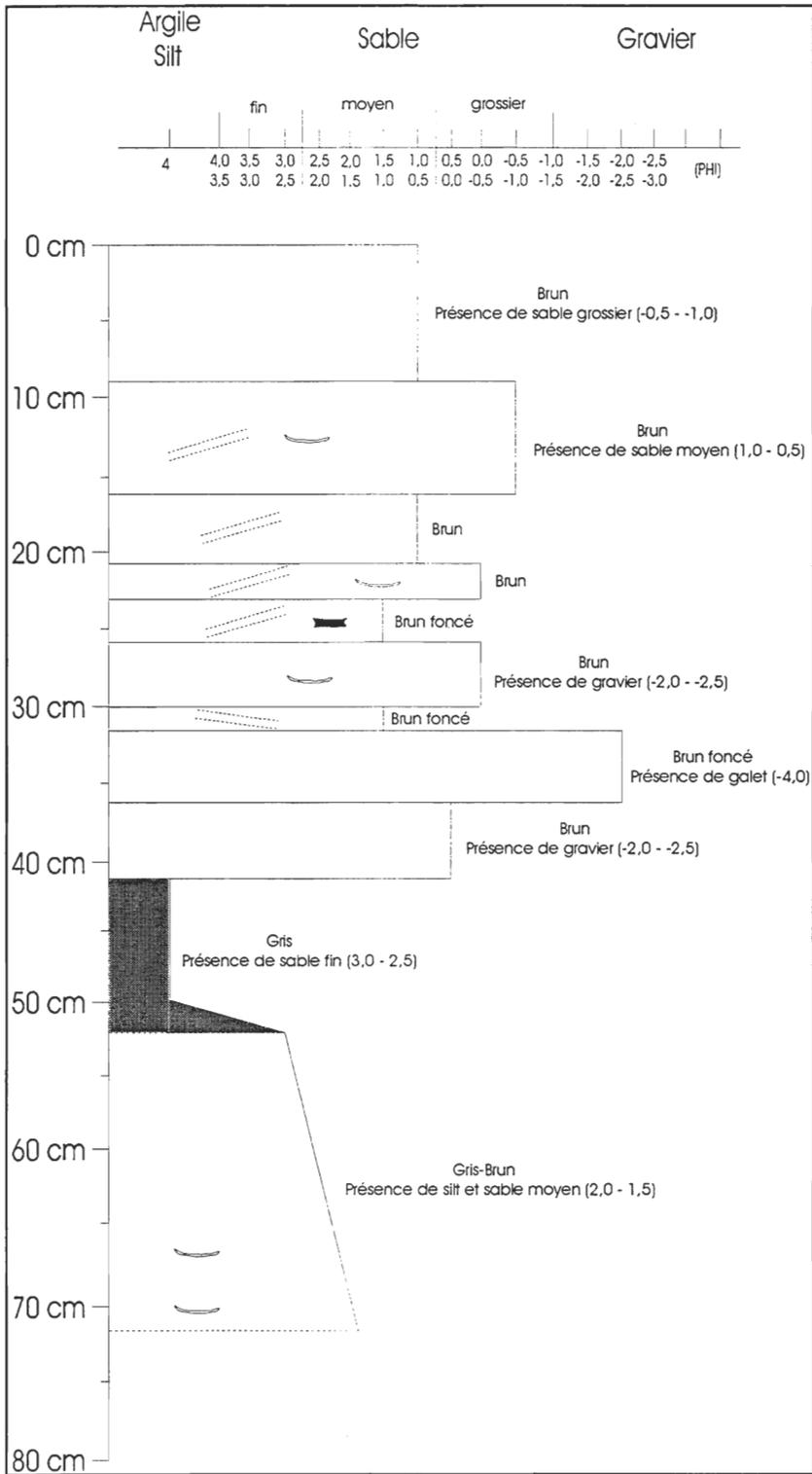


Figure 48 : Caractéristiques grano-stratigraphiques de la carotte 5

3.5.6. *Interprétation*

L'interprétation des environnements de dépôt sédimentaire est basée sur les observations effectuées par Heron et al. (1984) en Caroline du Nord, Boyd et Honing (1991) et Nichol et Boyd (1993) sur la côte est de la Nouvelle-Écosse et Morales (1997) au Portugal et en Espagne. Les caractéristiques des faciès sédimentaires sont décrits pour chacun des environnements de dépôt sédimentaire rencontrés dans ce type de systèmes.

La carotte 1, à l'intérieur du chenal, derrière le cordon est, à l'ouest du grau, montre les caractéristiques d'un environnement de dépôt calme. En effet, l'argile compactée, amenée par les courants de marée, a été mise en place en milieu peu profond de type lagunaire. La présence de sable fin distribué de façon homogène dans l'unité argileuse témoigne d'un apport éolien constant. La présence de végétation en position de vie dans cet horizon argileux démontre une période de faible énergie ayant permis le développement de marais salant. L'unité de sable fin ne contenant pas de matière organique représente un milieu de plus grande énergie qui correspond au remplissage des chenaux. L'unité sommitale, considérée comme des dépôts actuels, représente une période de faible énergie qui ne reçoit que des sables moyens éoliens provenant de la haute plage et de la dune à proximité.

La carotte 2, située à l'est de la carotte 1 dans le chenal rapproché au cordon est, présente les caractéristiques d'une alternance de dépôts de milieu lagunaire associé à des dépôts

d'environnements de forte énergie. Les faciès composés d'argile et de sable éolien montrant des traces de tourbe sont similaires à ceux rencontrés à l'intérieur de la carotte 1. La présence de coquilles de mye en position de vie à l'intérieur d'une unité grossière n'exclue pas nécessairement une origine par débordement de tempête, dépôts plutôt caractérisés par des débris de coquilles, car il est possible qu'un organisme puisse être entraîné durant le débordement qui est un milieu de haute énergie (Long, comm. Pers., 2000). Cependant, la présence de matière organique, de même que la nature massive de l'unité, indiquent une origine due au débordement de tempête. La base de l'unité contenant des débris de coquilles est interprétée comme étant un débordement de tempête.

La carotte 3, située à l'intérieur du chenal principal du grau, présente les caractéristiques d'un environnement de forte énergie. L'ensemble des structures observables dans la carotte, à l'exception de la première et de la dernière unité, montrent des lamines ayant de faibles pendages opposés, propre à la présence de courants oscillatoires engendrés par la marée. Le litage est principalement orienté vers le nord-ouest ce qui confirme la prédominance des courants de flots dans cette partie de la lagune. Les faciès de cette carotte sont interprétés comme appartenant à la partie distale du delta de flot engendrée par l'ouverture du grau sur le cordon est.

La carotte 4, située à l'intérieur du chenal principal, près de grau, possède les caractéristiques d'un environnement de forte énergie. L'alternance d'unités grossières et fines

est due aux variations des courants de marée apportant une quantité importante de sédiments sur une courte période de temps. La présence de débris de coquilles et de galets à l'intérieur des faciès moins grossiers nécessite des courants plus importants et ces dépôts ont vraisemblablement pour origine des courants de jusant plus importants dans cette partie de la lagune. Les galets, que l'on retrouve également à l'intérieur de la carotte 3 et 5, ont été déposés lors du déplacement du cordon est et ils ont été remaniés par l'effet érosif du chenal qui alimente la lagune.

La carotte 5, située à l'embouchure du grau, présente les caractéristiques d'un environnement de faible énergie dans sa partie inférieure contrairement à sa partie supérieure caractérisée par des apports sableux grossiers attribuables aux courants de forte énergie. La partie basale de la carotte s'est déposée dans un chenal qui devenait progressivement calme suite à la fermeture du grau situé à l'ouest et lors du recul du cordon est, ce qui a permis le dépôt d'une unité d'argile jusqu'à ce que l'ouverture du grau à l'est permette l'apport de sédiments plus grossiers. Ceci correspond aux phases de sédimentation liées à l'évolution du barachois. Le litage orienté vers le sud associé à la présence de débris de coquilles témoigne de la prédominance et de la force des courants de jusant. Le faciès d'argile est interprété comme des dépôts lagunaires et les faciès supérieurs sont interprétés comme étant la partie proximale du delta de jusant.

DISCUSSION

4.1 Mise en place du barachois de Paspébiac

L'objectif de l'étude consiste à déterminer l'évolution et la dégradation du barachois de Paspébiac. Elle a nécessité une approche historique, afin de comprendre les étapes qui ont déterminé l'aspect actuel du site. La compréhension des événements postglaciaires, plus précisément la fluctuation des niveaux marins en relation avec les remobilisations des stocks sédimentaires, permet de situer la mise en place des différentes étapes conduisant à la formation du barachois.

Suite à la fonte des glaces de la Baie des Chaleurs, le rebond glacio-eustatique de la baie (le continent étant encore enfoncé par le poids des glaces), a engendré une hausse locale du niveau marin ancien de 46 mètres au-dessus de l'actuel vers 12 200 BP (Bail, 1983; Syvitsky, 1992). Ensuite, le continent, libéré des glaces, a subi un rebond glacio-eustatique supérieur à la remontée marine postglaciaire, ce qui a fait chuter le niveau marin relatif de 137 mètres pour ce retrouver à 91 mètres sous le niveau actuel (Syvitsky, 1992). Durant la chute de niveau marin, le glacier en fonte constituait un apport important de sédiments pour la baie et permettait la mise en place de deltas de fonte de glace (Syvitsky, 1992) à différents niveaux marins. Plusieurs témoins sédimentaires sont visibles dans les dépôts de la Baie des Chaleurs à des niveaux topographiques supérieurs à l'actuel comme dans la région de Dalhousie, sur la rive sud de la Baie des Chaleurs, où des deltas perchés ont été identifiés par Pronk et al. (1989).

Alors que le réajustement isostatique s'est stabilisé, le niveau marin continue sa remontée en suivant la tendance globale. Il s'est stabilisé vers les 5 000 ans à un niveau légèrement inférieur à l'actuel (Syvitsky, 1992). Une remontée rapide du niveau marin, diminue l'effet érosif du prisme sédimentaire durant la transgression et permet de conserver certaines structures sédimentaires mises en place lors de la chute du niveau marin (Boyd et Penland et al., 1984; Belknap et Kraft, 1985). Elle se traduit par la mise en place d'une surface de transgression qui érode la partie supérieure des structures de régression conservant la partie inférieure. L'existence d'anciens vestiges de bas niveau marin lors d'une transgression marine a déjà été mise en évidence au niveau des dépôts profonds dans la Baie des Chaleurs (Syvitsky, 1992), où la remontée fût rapide, mais également pour les dépôts peu profonds sur la côte est de l'Australie (Browne, 1994) ou du Mississippi (Long et Biondi, 1993) affectés par une transgression plus lente

Les relevés sismiques effectués sur le flanc est du cordon est du barachois de Paspébiac ont mis en évidence la présence de dépôts deltaïques (figure 49). La mise en place de telles structures n'a pu se faire que durant la période de régression marine où le niveau de la mer a chuté d'une altitude de 46 mètres à -91 mètres sous le niveau actuel. En effet, la profondeur de la surface d'érosion des faciès observée en face du cordon est, se situe à 21 mètres sous l'actuel. Or, d'après la courbe de niveau marin proposé par Syvitsky (1992), la période de formation du delta se situerait quelque temps après le début de la régression marine, soit vers 10 500 ans.

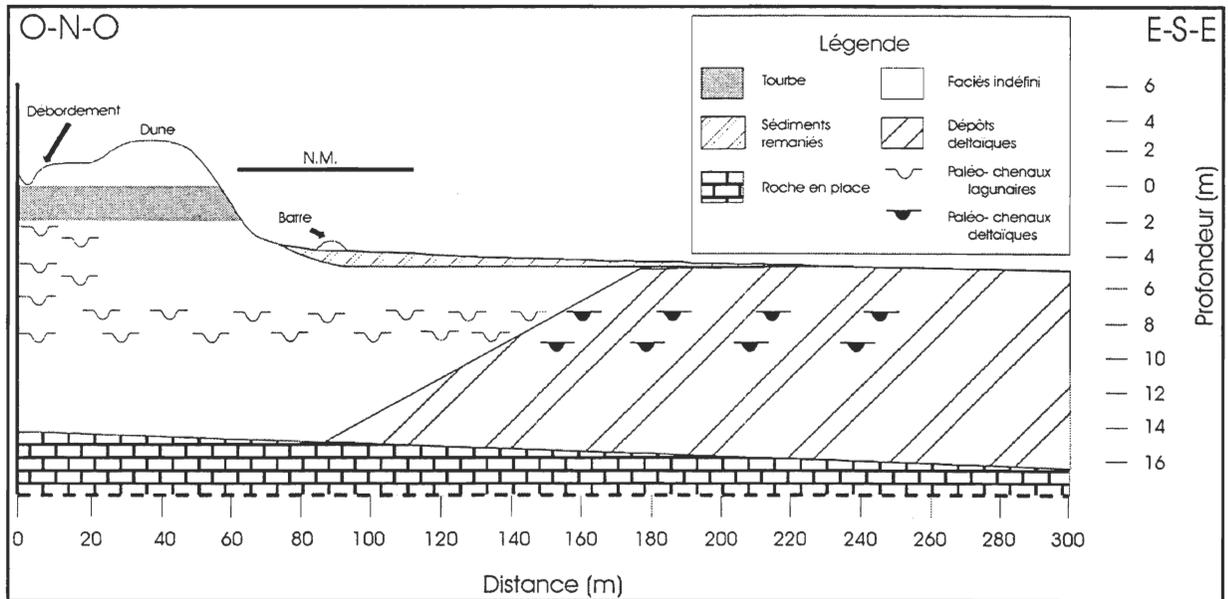


Figure 49 : Morphologie interne du cordon est du barchois de Paspébiac

De manière générale, au niveau mondial, le ralentissement de la remontée du niveau marin, vers 5 000 ans, a permis aux processus marins tels que la houle et les vagues, de remanier les dépôts du début de l'Holocène afin de fournir les sédiments nécessaires au développement de différentes formations sableuses (Komar, 1976; Heron et al., 1984; Carter et al., 1989; Syvitsky, 1992; Shaw et al., 1993). Pour le site de Paspébiac, la figure 50 montre les différentes étapes menant à la formation du barchois. Au stade I, à mesure que le niveau marin augmente, le delta postglaciaire est soumis à l'érosion des vagues et de la houle. Au stade II, l'effet ajouté des courants de marée venant de l'est permet le développement d'une flèche sableuse, semblable à celles retrouvées sur la Côte-Nord du St-Laurent à l'embouchure de la rivière Natashquan (Hart et Long, 1996). Au stade III, suite à la remobilisation des sédiments, la flèche sableuse, sous l'influence des courants, s'est développée en angle avec la côte et de fait, un bassin plus calme est apparu entre la flèche et la côte, créant ainsi un milieu propice au développement d'une lagune

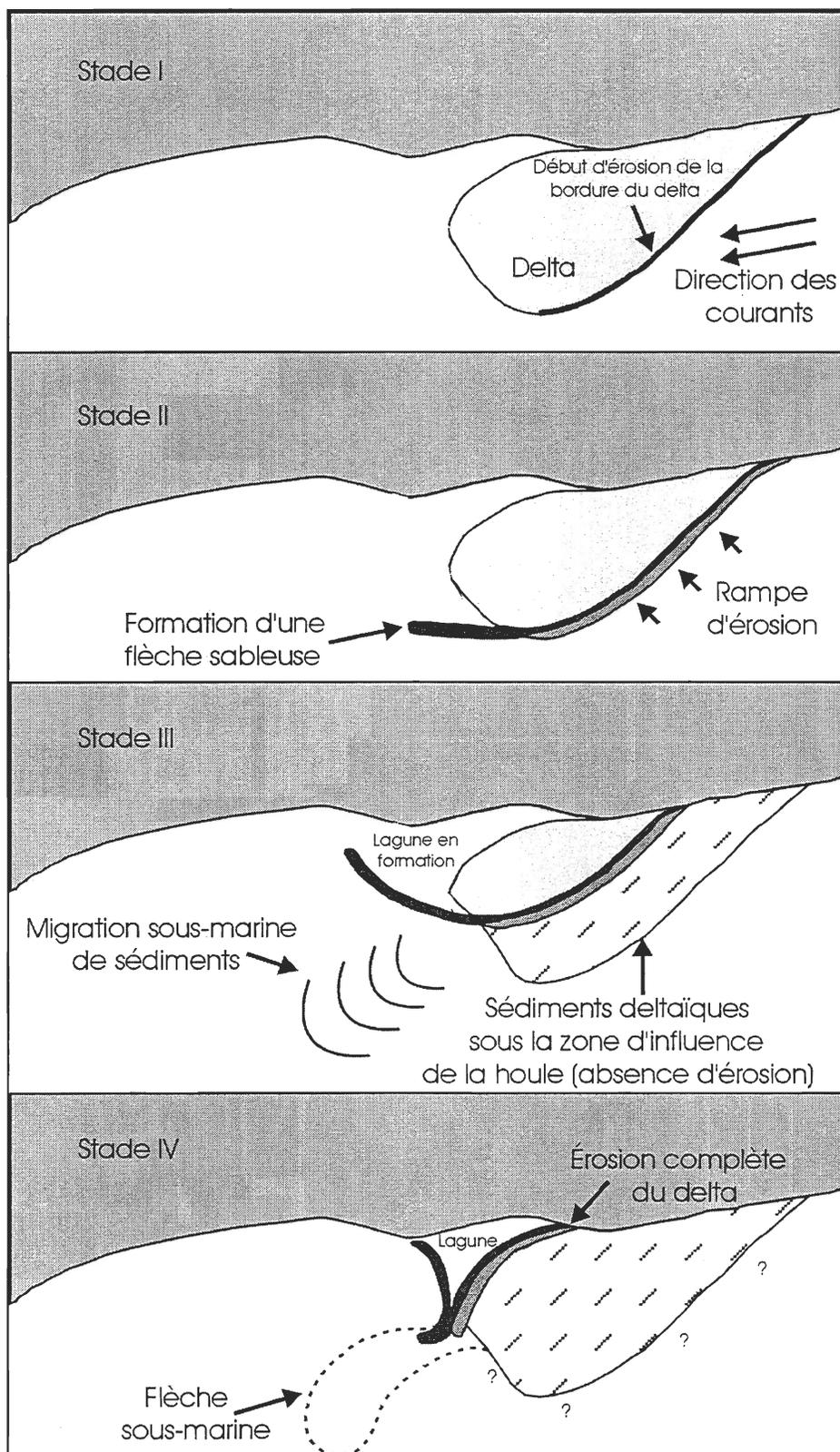


Figure 50 : Étapes menant à la formation du barchois de Paspébiac

(Oertel, 1985; Ward et Ashley, 1989; Short 1999). Au stade IV, les sédiments transitants le long de la flèche ont été déviés par la houle venant de l'ouest et distribués de façon à former un cordon perpendiculaire à la côte donnant ainsi la forme triangulaire qui caractérise le barachois de Paspébiac. Un transit sédimentaire local le long de la côte à l'ouest du barachois, en direction est, est visible sur les anciennes photos aériennes : il peut compter pour une partie de l'alimentation sédimentaire du cordon ouest. L'excédant sédimentaire transitant le long du cordon est qui n'a pas été dévié vers le cordon ouest explique la formation de la flèche retrouvée à l'extrémité de la pointe triangulaire du barachois. De plus, les relevés sismiques acquis dans le secteur de la flèche montrent une importante accumulation sous-marine de sédiments, qui est en fait, une extension de la flèche visible. Donc, l'érosion du delta submergé, construit dans un contexte de régression forcée, est la principale source de sédiments alimentant le barachois de Paspébiac. La partie sommitale de ce delta a été progressivement érodée et seule la partie profonde située sous la limite d'action de la houle est restée intacte.

À partir du stade III, la lagune nouvellement formée a suivie une évolution caractéristique de ce type de milieu. Lucke propose un modèle pour le développement d'une lagune (Oertel et al., 1989). Ce modèle, constitué d'une suite d'événements amenant à la formation d'un système lagunaire, peut s'appliquer au site de Paspébiac. Suite à la formation de la flèche sableuse, en avant du système deltaïque, le bassin protégé, est le siège d'une accumulation de sédiments apportés par un transport en suspension et également par des sédiments sableux mis en place par progradation du delta de flot à l'intérieur de la lagune, par débordements et par transport éolien.

L'accumulation de sédiments à l'intérieur de la lagune s'est poursuivie jusqu'à combler partiellement les parties internes et permettre à la végétation de se développer en même temps que le réseau de drainage. La formation de chenaux bien développés est nécessaire au drainage de la lagune lors des cycles de marée. Finalement, la lagune a atteint un stade mature où le système de drainage est en équilibre avec le volume du prisme de marée entrant dans la lagune.

Dans le cas du barachois de Paspébiac, plusieurs indices permettent de décrire les différents stades du développement de la lagune. Les relevés sismiques acquis à l'intérieur du barachois mettent en évidence un réseau de paléo-chenaux et d'anciennes formations sableuses progradant toujours vers l'ouest et le sud-ouest. Ceci indique que le système s'est déplacé dans ces directions lors de son évolution. Ces résultats sont en accord avec les résultats de deux actions hydrodynamiques démontrées pour le site : les courants de marée de flot et la houle des tempêtes du secteur est sont prédominants; de plus la pente du substratum rocheux est orientée en direction ouest-sud-ouest. Le drainage de la lagune se produit donc vers l'ouest au cours de son développement en suivant la pente du substratum. Cette contrainte structurale reste un facteur déterminant dans l'évolution du barachois comme dans celle de plusieurs lagunes de la côte ouest américaine (Heron et al., 1984; Evans et al., 1985; Oertel, 1985; Carter et al., 1989; Oertel et al., 1989). L'hydrodynamisme de la zone est du barachois étant plus faible, il a favorisé le développement de marais argileux et silteux et d'un réseau de chenaux stables passant d'une lagune de type dit restreint à un type dit « étouffé » (Kjerfve et Magill, 1989).

Enfin, les relevés sismiques acquis dans le secteur du cordon ouest montrent la présence d'un bassin profond qui est le siège d'une accumulation de sédiments et qui ne présente pas de faciès deltaïques. Ceci permet d'affirmer que le delta n'a pas progradé jusqu'à cette zone. Le système de drainage de la lagune a provoqué la formation d'un chenal profond, ce chenal a empêché la fermeture du cordon ouest. Les documents cadastraux datant de 1870 montrent que l'ouverture ouest de la lagune est demeurée présente et que le drainage des marées se faisait en direction ouest. Les photos aériennes montrent qu'avant la fermeture du grau, en 1978, par la construction d'une route sur digue, et avant l'aménagement, en 1948, d'un brise-lames sur le cordon ouest, pour protéger le havre de pêche (Bergeron, 1995), la passe était stable. L'intervention de 1948 a eu pour effet de bloquer le transit sédimentaire venant de l'ouest et de permettre un comblement partiel de l'entrée de la lagune.

4.2 Évolution actuelle du barachois de Paspébiac

Tout système sableux, tel que retrouvé à Paspébiac, répond à un équilibre dynamique entre l'apport et l'érosion de sédiments qui le composent (Komar, 1976; Oertel, 1985; Carter et al., 1989; Ward et Ashley, 1989; Shaw et al., 1993). Selon ces mêmes auteurs, l'effet d'une hausse du niveau marin, qui est évaluée à 45,7 centimètres durant de dernier siècle à Dalhousie dans la Baie des Chaleurs (Shaw et al., 1993), engendre une transgression du système. Les conséquences sont d'autant plus importantes lorsque l'apport sédimentaire n'augmente pas pour compenser la perte et équilibrer la nouvelle pente de la plage aérienne et sous-marine. En effet,

lorsque la réduction des apports en sédiments est jumelée à la transgression, la dégradation du littoral sera plus rapide (Carter et al, 1989; Shaw et al., 1993)

Par rapport aux travaux de Bergeron (1995) et Ropars (1997), les données acquises pour ce mémoire mettent en évidence un recul du cordon est du barchois de Paspébiac, de 100 mètres, entre 1870 et 1934 et de 25 mètres, entre 1992 et 1998 ; ces données éliminent tout doute quant à la nature transgressive de la lagune de Paspébiac. L'origine et l'évolution passée du barchois étant acquises, il est possible, à partir des mesures effectuées dans le cadre de cette étude, de déterminer l'évolution actuelle du système. Le cordon est du barchois de Paspébiac contient une multitude d'indices corroborant sa nature transgressive et érosive.



Figure 51 : Débordement de tempête situé à l'est du grau

Ainsi, l'apparition des phénomènes de débordements causés par les tempêtes (figure 51), constitue un indice de transgression qui traduit un déficit sédimentaire de la haute plage et par-là même, une réduction du volume de sédiments apportés au cordon (Komar, 1976; Heron et al., 1984; Carter et al., 1989, Duffy et al., 1989). Or, l'érosion de la falaise carbonifère ne peut fournir un stock sédimentaire suffisant pour alimenter le cordon et un autre apport sédimentaire doit exister pour conserver l'état d'équilibre du cordon. Une diminution de l'apport sédimentaire a pour effet de diminuer le stock sédimentaire de la haute plage et d'abaisser la hauteur de la dune ce qui augmente les fréquences durant lesquelles les vagues de tempêtes ont assez d'énergie pour submerger la dune. Les débordements à répétition érodent la végétation dunaire qui colonise habituellement le milieu (figure 52). La situation actuelle de Paspébiac est telle que le couvert végétal a presque disparu, ce qui rend le cordon encore plus vulnérable aux attaques des tempêtes, car ce phénomène est accentué par l'érosion éolienne du milieu. Les débordements, qui se produisaient habituellement durant l'automne et le printemps, sont observés systématiquement lors du passage de dépression d'été comme ce fût le cas le 11 juillet 1998 lors des travaux de terrain.



Figure 52 : Végétation attaquée par les débordements de tempête

Les profils de plage, mesurés sur une période de trois mois, montrent que les sédiments de débordement de tempête peuvent progresser vers la lagune sur une distance de 11 mètres sur une période de deux mois et qu'une érosion sommitale de la dune peut atteindre 25 centimètres durant cet intervalle de temps. Seuls les emplacements encore protégés par la végétation, n'ont montré aucun signe de débordement durant la période de mesure. Les sédiments amenés vers l'intérieur de la lagune par les débordements sont visibles à l'intérieur d'une unité de la carotte numéro 2, sur une épaisseur de 7 centimètres. Ces sédiments ne sont plus disponibles pour alimenter les cordons et sont donc perdus pour ce qui concerne le bilan sédimentaire du système plage-dune formant la partie est du barachois.

Une autre contribution apportée par l'étude des profils de plage, confirme la nature transgressive de la barre sableuse : sur le flanc marin des profils de plage, apparaissent des affleurements de tourbe. Ces tourbes se sont formées à l'intérieur de la lagune (figure 49) et se sont retrouvées exposées sur la plage externe à cause de la migration du cordon (Duffy et al., 1989). Comme ces formations de tourbe résistent mieux à l'érosion que le sable (figure 53), elles peuvent former des microfalaises sur la plage. Certains affleurements de tourbe, partiellement ensevelis, sont visibles jusqu'à -3 mètres sous le zéro géodésique, à 20 mètres vers le large du sommet de la dune actuelle.



Figure 53 : Microfalaise de tourbe située sur le flanc externe de plage à l'ouest du grau

L'ouverture du grau est également responsable d'une perte de sédiments vers l'intérieur de la lagune. Cette ouverture n'est pas située à son emplacement naturel, qui est à l'ouest : elle est exposée aux houles et aux vents d'est qui favorise un transport plus important et de là, un plus grand ensablement de la passe. D'autres ouvertures sont apparues par le passé ailleurs sur le cordon est comme en témoignent les données de sismique et les photos aériennes (Bergeron, 1995). Tant les résultats des mesures courantométriques que l'orientation des litages dans certaines carottes prises dans le chenal principal du grau, démontrent un transport de sédiment vers l'intérieur de la lagune. L'ensablement de la lagune se fait principalement par la progradation du delta de flot de la passe. À moyen terme, il en résultera l'obstruction du grau (Oertel et al., 1989; Ward et Ashley, 1989). Tant que l'obstruction ne sera pas complétée, le transit devrait continuer à entraîner des sédiments vers les zones internes où ils ne pourront plus être remobilisés par les courants de jusant pour être exportés vers l'extérieur. Ils seront donc perdus pour ce qui concerne le processus d'alimentation du cordon. La fermeture du grau serait souhaitable s'il était possible d'ouvrir la lagune, à un endroit protégé sur le flanc ouest, afin de ne pas nuire au drainage tidal. La proposition de Bergeron (1995) d'ouvrir la lagune sur le cordon ouest, au sud des installations portuaires, devrait être prise en considération. L'emplacement proposé est situé dans une zone beaucoup plus calme et permettrait de minimiser l'ensablement interne en raison de la profondeur (15 mètres) du bassin situé en avant du cordon ouest.

Une autre perte de sédiments, au niveau de la flèche sableuse, se produit près du cordon ouest. En effet, la flèche prograde sur une dépression profonde d'environ 25 mètres, qui agit comme un bassin d'accumulation de sédiment transitant depuis l'est. Durant les tempêtes, la flèche subit de l'érosion et une partie du sable est entraînée vers ce bassin. Durant les temps calmes, la flèche, alimentée de l'est, reprend sa forme initiale mais son avancement vers l'ouest est lent car pour prograder, elle doit combler la dépression au fur et à la mesure de son avancement. Dès que les sédiments sont entraînés sous la limite de remobilisation sédimentaire des vagues, ils ne sont plus susceptibles d'être remaniés et ne sont donc plus disponibles pour alimenter le cordon et la flèche.

La présence d'un épis rocheux à l'est du barachois ne constitue pas un obstacle permanent au transit de sédiments vers le cordon est, car il est activement contourné. Seul les débordements de tempêtes par-dessus la flèche, l'ouverture du grau et le bassin d'accumulation à l'ouest constituent des éléments négatifs dans le bilan sédimentaire du système. Par contre, il a été démontré que la présence de l'épis rocheux est responsable de l'érosion de la falaise immédiatement à l'ouest de l'épis (Long et Renaud, 1999). Ce phénomène a pour conséquence de faire reculer le trait de côte (figure 54) et favoriser une alimentation du cordon est.



Figure 54 : Érosion de la falaise située à l'ouest de l'épis rocheux

Les différents indices qui tendent à démontrer que le cordon est du barachois de Paspébiac est en érosion sont d'autant plus forts que la source de sédiments qui alimente le système semble s'épuiser. Les climats des houles de la région de Paspébiac sont tels que l'influence de ces dernières se limite à une profondeur de 5 mètres. Des houles exceptionnelles pourraient être en action à 7 mètres de profondeur. Or, les relevés sismiques montrent que la plus grande partie des dépôts deltaïques progradant vers la côte sont situés à des profondeurs supérieures à 5 mètres (figure 49). Une zone de dépôts deltaïques, située au-dessus de 5 mètres de profondeur, est actuellement en érosion et continue d'alimenter le cordon est. Par contre, la limite latérale de ces dépôts, vers la côte, sera bientôt atteinte. Ceci aura pour conséquence que l'érosion induite

par la houle attaquera des dépôts qui ont été mis en place dans un environnement lagunaire : ces dépôts proviennent déjà de l'érosion du delta. La source sédimentaire épuisée, le cordon est sera lui-même érodé pour ultimement se retrouver sur la côte, sous la forme d'une plage attachée (Komar, 1976; Short, 1999).

L'extrémité sud du cordon ouest de Paspébiac devrait également subir une érosion au même rythme que celle du cordon est. Il est à noter que le phare de Paspébiac a déjà été déplacé à plusieurs reprises pour ne pas être détruit (Heyvang, comm. pers., 1998). Les bâtiments présents sur le cordon ouest sont menacés par le recul de la dune et devront tôt ou tard être protégés. Le recul et la disparition du cordon est éliminera la protection naturelle du barachois et du cordon ouest. Le cordon ouest, en plus d'être érodé du côté sud, deviendra vulnérable à l'est. Les bâtiments et les différentes constructions qui stabilisent le cordon ouest, ne pourront résister aux attaques du milieu marin si cette zone se retrouve amputée de sa protection naturelle et de sa source d'apport de sédiments, car le cordon ouest est apparu suite à l'érosion des stocks sédimentaire situés à l'est.

Techniquement, il est possible d'envisager un ralentissement du recul du cordon est afin de protéger les constructions du cordon ouest. La plus pratique et la moins dommageable, en terme de modifications sur le littoral, serait simplement de recharger la plage et l'avant côte en redistribuant les sédiments accumulés au niveau de la flèche sableuse située plus à l'ouest. Le sable emmagasiné au niveau de la flèche sableuse constitue une source importante de sédiments,

de bonne qualité et de mêmes caractéristiques que celui de la plage actuelle, car ce stock provient des sédiments qui ont transité le long du cordon est. Il serait efficace de ramener ces sédiments en amont du barachois au niveau de la plage à Norbert pour protéger le littoral. Une action rapide serait souhaitable afin de conserver le milieu et d'éviter des interventions futures plus coûteuses et plus importantes qui protégeraient seulement le cordon ouest. À ce moment, le barachois aura disparu.

CONCLUSION

Le recul du cordon est du barachois de Paspébiac, qui est mis en évidence par comparaison de photos aériennes et d'une carte cadastrale, s'explique principalement par les données des relevés sismiques. La source de sédiments alimentant le cordon provient de l'érosion d'un delta postglaciaire, formé dans un contexte de régression forcée, situé à l'est du barachois. Actuellement, cette source de sédiments semble s'épuiser ce qui entraîne une diminution de l'apport sédimentaire, ce qui provoque une érosion du cordon. Cette érosion entraîne un recul du cordon est.

Le recul du cordon est a été recalculé à partir des données cadastrales de 1870. Il se poursuit actuellement comme le démontre plusieurs indices tels, les phénomènes de débordements de tempête, l'ensablement par le delta interne du grau et les affleurements de tourbe qui apparaissent sur l'avant-plage. Tous ces indices sont des symptômes révélateurs de la situation actuelle. Rien ne laisse présager que le taux de recul, qui augmente depuis 1870, puisse diminuer et le cordon est devrait donc évoluer vers une situation dans laquelle la lagune, mais également le cordon ouest, se retrouveront menacés par de fortes érosions.

L'évolution destructive du barachois est naturelle, car elle ne représente qu'un état transitoire d'un corps sableux qui se construit à l'abri et à partir de la destruction d'un premier corps. Le premier étant détruit, le corps transitoire ne peut résister aux conditions hydrodynamiques qui ont entraîné la destruction du premier. Les interventions anthropiques effectuées au cours du dernier siècle surtout, ne sont pas responsables de la situation, même si

elles ont grandement contribué à accélérer le processus d'érosion. Notamment, la construction de la route actuelle a entraîné la fermeture du grau naturel situé à l'ouest. Paradoxalement, une intervention humaine serait nécessaire pour stabiliser le phénomène de recul du cordon est et de sauvegarder le barachois qui représente un intérêt écologique, économique, historique et également social pour la municipalité de Paspébiac.

L'action à entreprendre serait d'enrichir le cordon est afin de reconstruire une dune suffisamment élevée pour résister aux attaques du milieu marin et pour stabiliser le profil de plage. La méthode serait de redistribuer les sédiments accumulés au niveau de la flèche sableuse à l'extrémité du triangle qui forme le barachois. Les sédiments qui forment cette flèche ont déjà transité le long du cordon et il serait simple d'en ramener une partie à l'est du barachois afin qu'ils soient redistribués naturellement par les processus hydrodynamiques et de déposer une deuxième partie directement sur le cordon en position de dune. De cette façon, les sédiments perdus seront réintroduits dans le stock sédimentaire du cordon et pallieront à la disparition de la source naturelle. Avant d'effectuer, de façon efficace, une stabilisation du cordon est, il serait important de procéder à une série de mesures hydrodynamiques précises pour approfondir les connaissances du milieu en effectuant un bilan sédimentaire quantitatif.

L'évolution du barachois, plus précisément les phénomènes précis de la mise en place du cordon ouest, reste encore à être précisée. Des relevés sismiques marins et terrestres plus précis pourraient permettre de mieux connaître l'évolution du cordon ouest. Au point de vue

scientifique, la mise en évidence de la présence d'un delta postglaciaire en érosion pourrait permettre une meilleure compréhension de l'évolution des niveaux marins. De même, une meilleure connaissance de l'étendue du delta submergé et une étude stratigraphique soutenue par des datations absolues permettraient de préciser la chronologie de mise en place du delta et la position des niveaux marins au cours de l'Holocène. De telles connaissances, jumelées aux données de marée préciseraient davantage l'influence de la transgression marine en cours sur le recul et l'érosion du barachois de Paspébiac mais également sur tout le littoral de la Baie des Chaleurs.

Enfin, au niveau géomorphologique, l'utilisation du terme "flèche triangulaire" serait plus appropriée que celle de "barachois" pour désigner le site à l'étude. L'entité étudiée n'a pas été mise en place par des processus fluviaux, comme c'est le cas pour les autres barachois de la région, mais par un processus d'érosion d'un delta fossile postglaciaux durant la remontée marine.

RÉFÉRENCES

Bail, P., (1983) *Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale*, Thèse de Doctorat, Department of Geography, McGill University, Montréal, 176 pages.

Belknap, D.F. et J.C. Kraft, (1985) *Influence of antecedent geology on stratigraphic preservation potential and evolution of Delaware's barrier systems*. *Marine Geology*, 63, p. 235-262

Bergeron, P., (1995) *Étude de faisabilité de la restauration et de la mise en valeur du barachois de Paspébiac*, Biorex Inc., Sainte-Foy, 216 pages.

Björn, K. et K.E. Magill, (1989) *Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons*, *Marine Geology*, 88, p. 187-199.

Boon III, Jonh D. et Robert J. Byrne, (1981) *On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet system*, *Marine Geology*, 40, p. 27-48.

Boyd, R. et al., (1992) *Classification of coastal depositional environments*, *Sedimentary Geology*, 80, p. 139 -150.

Boyd, R. et C. Honing, (1991) *Estuarine sedimentation of the eastern shore of Nova Scotia*, Journal of Sedimentary Petrology, 62 (4), p. 569 - 583.

Boyd, R. et S. Penland, (1984) *Shoreface translation and the Holocene stratigraphic record : Examples from Nova Scotia, Mississippi Delta and eastern Australia*. Marine Geology, 60, p. 391-412.

Browne, I., (1994) *Seismic stratigraphy and relict coastal sediments of the east coast of Australia*, Marine Geology, 121, p. 81-107.

Carson et al., (1988) *Hydrodynamics and sedimentation in a back barrier lagoon--salt marsh system, Great Sound, New Jersey*. Marine Geology, 82, p. 123 - 132.

Carter R.W.G., (1988) *Coastal Environments.*, Academic Press, London, 617 pages.

Carter R.W.G. et al., (1989) *Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova-Scatia*, Marine Geology, 88, The Netherlands, pp. 221-242.

Clague, J.J. et al., (1991) *Postglacial deltaic sediments, southern Fraser River delta, British Columbia*, Canadian Journal of Earth Science, 28, p. 1386-1396.

Dalrymple, R. W., (1992) *Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications*, Journal of Sedimentary Petrology, 62 (6), p. 1130 - 1146.

Davis, R.A. et B.J. Kuhn, (1985) *Origin and development of Anclote Key, west-peninsular Florida*, Marine Geology, 63, p. 153 -171.

Delaney, C. et R. Devoy, (1995) *Evidence from sites in Western Ireland of the late Holocene changes in coastal environments*, Marine Geology, 124, p. 273-287.

Duffy, W. et al., (1989) *Morphology and stratigraphy of small barrier-lagoon systems in Maine*, Marine Geology, 88, p. 243 - 262.

Environnement Canada, (1998) *Données climatologiques – Station de New-Carlisle, automne 1998*, Sciences atmosphériques et enjeux environnementaux, fichier informatique, 149k.

Evans, W. M., et al., (1985), *Bedrock controls on barrier island development : West-Central Florida coast*, Marine Geology, 63, p. 263-283.

Fisher, R. L., (1955) *Cuspate spits of Saint Lawrence Island, Alaska*, Journal of Geology, 63, p. 133 -142.

Friedrichs, C. T. et D. G. Aubrey, (1988) *Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries : a synthesis*, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 27, p. 521-545.

Forbes et al., (1991) *Late quaternary sediments and sea levels changes on the inner Scotian Shelf*. Continental Shelf Research, 11 (8-10), p.1155 - 1179.

Hart, B.S. et B.F. Long, (1996) *Forces regressions and lowstand deltas : Holocene Canadian examples*. Journal of Sedimentary Research, 66 (4), p. 820 – 829.

Héquette, A. et M-H. Ruz, (1986) *Migration de cordons littoraux par processus de débordements de tempête dans le cadre d'une transgression marine, Kvadehuk, Péninsule de Brøgger, Spitsbreg*, Géographie physique et Quaternaire, Vol. XL, No. 2, Québec, p. 197-206.

Heron, D. et al., (1984), *Holocene sedimentation of a wave-dominated barrier-island shoreline : Cape Lookout, North Carolina*, Marine Geology, 60, p. 413-434.

Jacquaz, B., (1990) *Étude bio-physique de l'habitat du poisson de quatre barachois de la baie des Chaleurs*. Mont-Joli, Québec : Ministère des pêches et des océans, Institut Maurice-Lamontagne, xii, 130 pages.

Jaffe, B.E. et al., (1997) *Massive sediment bypassing on the lower shoreface offshore of a wide tidal inlet – Cat Island Pass, Louisiana*, Marine Geology, 136, p. p. 131-149.

Janzen, C. D. et K. C. Wong, (1998) *On the low-frequency transport processes in a shallow coastal lagoon*, Estuaries, 21 (48), p. 754-766.

Jol, H.M. et M.C. Roberts, (1992) *The seismic facies of a tidally influenced Holocene delta : Boundary Bay, fraser River delta, B.C.*, Sedimentary Geology, 77, p. 173-183.

Jonhson, D., (1925) *The new England-Acadian Shoreline*. New-york, Willey, 608 pages.

Kastler, J. A., et P. L. Wiberg, (1996) *Sedimentation and boundary changes of Virginia salt marshes*, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 42, p. 683 - 700.

Kelly et al., (1987) *Variability in the evolution of two adjacent bedrock-framed estuaries in Maine*. Estuarine Variablility. Academic Presse, New-York, p. 21 - 42.

Kindinger J.L., (1988) *Seismic stratigraphy of the Mississippi-Alabama shelf and upper continental slope*, Marine Geology, 81, p. 1-9.

King, C.A.M., (1972) *Beaches and Coasts*. Arnold, London, 570 pages.

Kjerfve, B. et K.E. Magill, (1989) *Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons*, Marine Geology, 88, The Netherlands, pp. 187-199.

Kolla, V. et al., (2000) *Sequence stratigraphy and architecture of the Late Pleistocene Lagniappe delta complex, northeast Gulf of Mexico*, dans *Sedimentary Responses to Forces Regressions*, Geological Society, London, Special Publications, 172, p. 291-327.

Komar, P. D., (1976) *Beach processes and sedimentation*, Prentice-Hall, New Jersey, 431 pages.

Larson, M. et N. C. Kraus, (1994) *Temporal and spatial scales of beach profile change, Duck, North Carolina*, Marine Geology, 117, p. 75 - 94.

Leblanc, S., (1983) *Analyses sédimentologiques*. Rapport interne, INRS-Océanologie, Rimouski, 11 pages.

Long, B. et P. Biondi, (1993) *Le delta pléistocène Lagniappe, génèse et expression des cortèges sédimentaires en contexte de régression forcée*, Département de Géologie Sédimentaire, Elf Aquitaine Production, 77 pages.

Long, B. et L. Renaud, (1999) *Impact du retrait de l'épis rocheux de la plage à Norbert, Paspébiac, Québec*, Rapport pour la Chambre de Commerce du Grand Paspébiac, UQAR, 5 pages.

Logimer, (1984) *Étude du littoral de la MRC de Bonaventure*. Logimer inc, 66 pages.

Morales, J.A., (1997) *Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana River delta (S.W. Spain – Portugal)*, Marine Geology, 138, p. 127, 148.

Nichol, S.L. et R. Boyd, (1993) *Morphostratigraphy and facies architecture of sandy barriers along the Eastern Shore of Nova Scotia*, Marine Geology, 114, p. 59-80.

Oertel F. G., (1985), *The barrier island system*, Marine Geology, 63, p. 1-18.

Oertel F. G. et al., (1989) *Anatomy of a barrier platform: outer barrier lagoon, Southern Delmarva Peninsula, Virginia*, Marine Geology, 88, The Netherlands, p. 303-318.

Ollerhead, J. et al., (1995) *The evolution of Buctouche Spit, New Brunswick, Canada*, Marine Geology, 124, p.25-236.

Penland, S. et al., (1985) *Barrier island arcs along abandoned Mississippi River deltas*, Marine Geology, 63, p. 197-233.

Pronk, A.G. et al., (1989) *An interpretation of Late Quaternary glacial flow indicators in the Baie des Chaleurs region, northern New Brunswick*. Géographie physique et Quaternaire, 43 (2), p. 179-190.

Reading, H.G., (1989) *Sedimentary Environments and facies*. Elsevier. New-York. 570 pages.

Ropars, Y., (1997) *Paspébiac restauration du barachois*, Rapport technique, Travaux publics et Services gouvernementaux Canada. 71 pages.

Schafer, C.T., (1977) *Distribution and depositional history of sediments in Baie des Chaleurs, Gulf of St. Lawrence*. Canadian Journal of Earth Sciences, 14, p. 593-605.

Shaw, J. et al., (1993) *Impact of the Holocene transgression on the Atlantic coastline of Nova Scotia*, Géographie physique et Quaternaire, 47 (2), p. 221 - 238.

Schillinger S., (2000) *Genèse et architecture d'une flèche sableuse: le Banc du Bûcheron, île de Ré*, Thèse de Doctorat, Université de La Rochelle, France, 196 pages.

Short A.D., (1999) *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*, J.Willey, Toronto, 379 pages.

Short A.D. et P.A. Hesp, (1982) *Wave, beach and dune interactions in Southeastern Australia*, Marine Geology, No. 48, The Netherlands, p. 259-284.

Speer, P.E. et D.G. Aubrey, (1985) *A study of non-linear progradation in shallow inlet/estuary systems*, Part II ; theory, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 21, p.207-224.

Southard B., J., (1971) *Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams*, Journal of Sedimentary Petrology, 41(4), p. 903-915.

Stevenson et al., (1986) *Vertical accretion in marshes with varying rates of sea level rise*. Estuarine Variability, Academic Press, New-York, p. 241 - 259.

Syvitski, J.P.M., (1992) *Marine Geology of Baie des Chaleurs*, Géographie physique et Quaternaire, 46 (3), p. 331 - 348.

U.S. Army Coastal Engineering Research Center, (1977) *Shore protection manual*, Department of the Army Corps of Engineers, Washington, 514 pages.

Ward G., L. et G. M. Ashley, (1989) *Introduction: coastal lagoonal systems*, Marine Geology, 88, The Netherlands, p. 181-185.

Wright, L.D. et A.D. Short, (1984) *Morphodynamic variability of surf zone and beaches : a synthesis*, Marine Geology, 56, p. 93 -118.

Wright, L.D., (1977) *Sediment transport and deposition at river mouths : a synthesis*, Geological Society of American Bulletin, 88, p. 857 - 868.

Zenkovich, V.P., (1967) *Processes of Coastal Development*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 738 pages.

ANNEXE

Ouverture d'angle du sextant relatif aux positions des profils de plage

Profil	α	β	1	2	3
2	36° 11' 10''	59° 54' 40''	A	B	E
3	37° 41' 50''	57° 51' 10''	A	B	E
4	43° 53' 10''	104° 00' 00''	A	B	D
5	51° 47' 20''	91° 57' 30''	A	B	D
6	51° 55' 50''	84° 38' 30''	A	B	D
7	58° 40' 50''	78° 34' 20''	A	B	D
8	73° 28' 50''	55° 56' 30''	A	C	D
9	76° 31' 10''	48° 38' 50''	A	C	D
10	77° 37' 50''	40° 53' 00''	A	C	D
11	75° 38' 10''	34° 52' 00''	A	C	D
12	70° 46' 20''	30° 48' 30''	A	C	D
13	9° 43' 30''	19° 23' 10''	B	C	D
14	38° 51' 10''	19° 14' 30''	A	C	D
15	46° 59' 10''	80° 58' 00''	D	B	E
16	46° 28' 30''	84° 58' 40''	D	B	E
17	45° 39' 40''	87° 12' 30''	D	B	E
18	45° 59' 10''	89° 11' 20'	D	B	E