

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI

**CARACTÉRISATION SPATIALE ET TEMPORELLE DES
SÉDIMENTS DE LA LAGUNE ET DU MARAIS SALÉ DE
PENOUILLE (HAVRE DE GASPÉ, GASPÉSIE) : LE RÔLE
DES FACTEURS ENVIRONNEMENTAUX**

mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© **CLAUDE GIBEAULT**

Novembre 2013

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.

Composition du jury :

André Rochon, président du jury, Université du Québec à Rimouski

Urs Neumeier, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Pascal Bernatchez, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Patrick Lajeunesse, examinateur externe, Université Laval

Dépôt initial le 11 juillet 2013

Dépôt final le 7 novembre 2013

À la mémoire de toute ma famille et amis proches qui m'ont aidé et supporté durant cette période, mais surtout à la mémoire de ma mère Marthe Ménard et de mon défunt père Jacques Gibeault qui ont tout donné pour le bien-être et la réussite de leurs fils Pierre-Luc et moi-même.

REMERCIEMENTS

- Tout d'abord j'aimerais grandement remercier mes directeurs de recherche Urs Neumeier et Pascal Bernatchez pour leur expertise, leur aide sur le terrain, les analyses et leur encadrement général. Sans vous messieurs, je n'aurais pu passer seul à travers un tel projet... Merci!
- J'aimerais remercier les gens qui ont contribué sur le terrain à l'échantillonnage, soit Rosalie Davreux, Sylvain Leblanc et Tarik Toubal, de même que la disponibilité très appréciée de Daniel Sigouin et du centre opérationnel du Parc national du Canada Forillon.
- Merci aux personnes suivantes qui ont collaboré aux analyses des données et des échantillons :
 - Jacques Labrie (analyses au MSCL des carottes sédimentaires)
 - Isabelle Desbiens (datations radiométriques)
 - Sylvain Leblanc (analyses de la granulométrie)
- Ce projet de recherche a été financé par Parcs Canada dans le cadre d'une étude plus large sur la dynamique sédimentaire de la presqu'île de Penouille.

RÉSUMÉ

Le transport sédimentaire dans le marais et la lagune de Penouille est assuré par les courants de marée, les vagues, les glaces flottantes et le vent, qui interagissent avec la topographie et la végétation pour contrôler la répartition spatiale des sédiments de surface.

Des régressions linéaires multiples pour les 210 sites d'échantillonnage des sédiments de surface du marais et les 94 sites de la lagune montrent une diminution de la taille moyenne des grains et une augmentation de la teneur en vase et en matière organique en s'éloignant d'une source sédimentaire et de la lagune (pour les sites marais), et en se distançant de la passe de la lagune (pour les sites marais et lagune). Les paramètres de végétation et l'irrégularité de la microtopographie n'ont qu'une faible influence sur la répartition spatiale des sédiments. Le long de deux transects marais inférieur-supérieur, la taille moyenne des grains tend à diminuer et la teneur en vase et en matière organique tendent à augmenter avec l'altitude, mais sur l'ensemble du marais la taille moyenne des grains et la teneur en vase montrent plutôt une tendance inverse avec l'altitude, probablement une conséquence du transport éolien, des vagues de tempête et des glaces flottantes.

Dix carottes sédimentaires prélevées dans le marais montrent une épaisseur de 14-72 cm de sédiments fins et riches en matière organique, dont la granulométrie et la densité tendent à diminuer du bas vers le haut, ce qui correspond à l'augmentation vers la surface de la vase et de la matière organique. Les deux plus anciennes datations ^{14}C AMS suggèrent que la mise en place du marais s'est opérée dans la partie nord de la lagune autour de 1000-1200 cal BP. Les taux d'accrétion des datations ^{14}C AMS sont de 0,35-1 mm/an depuis plusieurs siècles, tandis que ceux des datations ^{137}Cs sont plutôt de 1-3 mm/an depuis 1963.

La stabilité à long terme des marais salés est basée sur l'équilibre entre le niveau marin relatif et l'altitude du marais, ainsi que la persistance de la végétation. Le marais de Penouille a été relativement stable de 1975 à 2008 : l'analyse de cinq photographies aériennes géoréférencées montre que seulement 3 % de la superficie totale du marais a diminué due à l'érosion des limites du marais inférieur. Les taux d'accrétion depuis 1963 sont similaires à la hausse du niveau marin relatif à Penouille de 1,4 mm/an pour la période 1969-2012. Toutefois, la hausse accélérée de 4,2 mm/an observée au cours des vingt dernières années pourrait progressivement envoyer le marais si le taux d'accrétion reste constant.

Mots clés : Marais salé, granulométrie, teneur en matière organique, taux d'accrétion, transport sédimentaire.

ABSTRACT

Sediment transport in the salt marsh and the lagoon of Penouille is driven by tidal currents, waves, ice floes, and wind, which interact with topography and vegetation to control the spatial distribution of surface sediments.

Multiple linear regressions for the 210 surface sediment sampling sites across the entire marsh show that mean grain size tends to get finer, as well as mud content and organic matter content tend to increase with distance to a sediment source, the lagoon, and the lagoon inlet. The 94 sites across the lagoon in turn show a fining trend in mean grain size and an increasing trend in mud content with distance to the lagoon inlet. The vegetation parameters (*i.e.* vegetation height, vegetation cover, and Shannon's biodiversity index) and surface microtopography index have only minor influences on the spatial distribution of surface sediments. Locally along two low-high marsh transects, mean grain size tends to get finer, while mud content and organic matter content tend to increase with elevation. Across the entire marsh, grain size and mud content exhibit the opposite trend with elevation, probably a consequence of aeolian transport, storm waves, and ice rafting.

Ten sediment cores collected in the marsh show a 14-72 cm thickness of organic-rich and mud-rich sediments overlying a sandy substrate, which exhibit an upward decreasing trend in mean grain size and bulk density, and an upward increasing trend in mud content and organic matter content. The two oldest AMS ^{14}C datings suggest that the marsh establishment occurred in the north side of the lagoon around 1000-1200 cal BP. Accretion rates from AMS ^{14}C datings are 0.35-1 mm/year for several centuries, while those from ^{137}Cs datings rather are 1-3 mm/year since 1963.

Long-term stability of salt marshes is based on an equilibrium between the relative sea level and the marsh elevation, as well as the persistence of vegetation. Penouille marsh has been relatively stable from 1975 to 2008: analysis of five-georeferenced aerial photographs shows that only 3 % of the total marsh area has decreased due to the retreat of the outer marsh edge. Accretion rates since 1963 are similar to the relative sea-level rise (RSLR) of 1.4 mm/year at Penouille for the 1969-2012 period. However, the accelerated rise of 4.2 mm/year observed over the last twenty years may progressively drown the marsh if the current accretion rate remains constant.

Keywords: Salt marsh, grain size, organic matter content, accretion rate, sediment transport.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ix
RÉSUMÉ.....	xi
ABSTRACT.....	xiii
TABLE DES MATIÈRES.....	xv
LISTE DES TABLEAUX.....	xvii
LISTE DES FIGURES.....	xix
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xxi
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
CHAPITRE 1 DYNAMIQUE SPATIALE ET TEMPORELLE DES SÉDIMENTS DE LA LAGUNE ET DU MARAIS SALÉ DE PENOUILLE (BAIE DE GASPÉ, CANADA).....	15
1.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DE L'ARTICLE.....	15
1.2 SPATIAL AND TEMPORAL SEDIMENT DYNAMICS OF THE PENOUILLE SALT MARSH (BAY OF GASPÉ, CANADA).....	16
1.2.1 Introduction.....	16
1.2.2 Study area.....	20
1.2.3 Materials and methods.....	23
1.2.4 Results.....	29
1.2.5 Discussion.....	44
1.2.6 Conclusion.....	52
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	55
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	61

ANNEXE A – CARTOGRAPHIE ET ÉVOLUTION 1977-2008 DES COMMUNAUTÉS VÉGÉTALES DE PENOUILLE.....	73
ANNEXE B – ÉVOLUTION 1963-2008 ET TENDANCE DE LA SUPERFICIE DES GRANDES MARELLES DE PENOUILLE.....	81

LISTE DES TABLEAUX

Table 1: Mean grain size (ϕ), mud content (%), and organic matter content (%) statistics (<i>i.e.</i> sample size, minimum, maximum, and average) for the different marsh sectors and the lagoon.	30
Table 2: Multiple linear regressions show relationships (as standardized coefficients, $p < 0.05$) between the sediment variables and the environmental parameters for all marsh and the different sectors.	34
Table 3: Elevation and length of the ten sediment cores with the total thickness of F1 + F2 facies and F1 + F2 + F3 facies.	40
Table 4: AMS radiocarbon datings (uncalibrated and calibrated AMS ^{14}C ages), ^{137}Cs datings, and accretion rates for the sediment cores.	41

LISTE DES FIGURES

Figure 1: (a) Study area of the Penouille peninsula, lagoon, and salt marsh. (b) Study area and Rivière-au-Renard tide gauge positions. (c) Gaspé Peninsula position in eastern Canada.	22
Figure 2: The different marsh sectors with positions of the surface sediment sampling sites (red circles = marsh sites, blue circles = lagoon sites), the sediment core positions (black squares, see Table 3 for core elevations), and the two low-high marsh transects (light blue lines, N _{trans} and S _{trans}).	24
Figure 3: Grain size distributions from -2 ϕ to 14 ϕ of the surface sediment sampling sites: (a) the salt marsh and (b) the lagoon.	26
Figure 4: (a) Digital elevation model (DEM) and spatial distribution of the sediment variables: (b) mean grain size, (c) mud content, and (d) organic matter content.	31
Figure 5: Simple linear regressions show relationships between the sediment variables and elevation along the two low-high marsh transects (N _{trans} = squares and solid lines, S _{trans} = circles and dashed lines): (a) mean grain size, (b) m _{fines} , (c) m _{sands} , (d) mud content, and (e) organic matter content.....	32
Figure 6: CP1-CP10 cores from the Penouille marsh: (a) sediment core radiographs and superimposed density profiles ($\times 1000 \text{ kg/m}^3$), (b) F1-F4 facies with depth of AMS radiocarbon ages (cal BP, solid lines) and ¹³⁷ Cs peak of 1963 (dashed lines), and (c) sediment core photographs.	37
Figure 7: Vertical profiles of mean grain size, mud content, and organic matter content for both CP2 (blue lines) and CP7 (red lines) cores.	39

Figure 8: RSLR (period of 1969-2012, 1969-1990, and 1991-2012) from the Rivière-au-Renard tide gauge.	42
Figure 9: Evolution of the total marsh area from 1975 to 2008.	43
Figure 10: Surface area evolution of the marsh sectors from 1975 to 2008. Significant loss trends ($p < 0.05$) are found in the Northwest, Islands, North, and East sectors.	43
Figure 11: Répartition des onze communautés végétales du marais de Penouille pour la période 2010-2011.	78
Figure 12: Évolution des communautés végétales depuis les relevés cartographiques de Jean-Pierre Beaumont en 1977 (Beaumont, 1978) aux secteurs Sud (a) et Est (b). Les flèches noires indiquent des zones de recul du marais inférieur tandis que les flèches blanches indiquent des zones d'avancée du marais supérieur. La majuscule « A » indique des zones où l'on a observé une succession végétale : des zones autrefois dominées par la spartine alterniflore qui sont maintenant dominées par la spartine étalée et le jonc de Gérard.	79
Figure 13: Position des trente marelles étudiées.	81
Figure 14: Évolution 1963-2008 et tendance (coefficient de corrélation r) de la superficie (m^2) pour les 30 marelles étudiées.	82

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

DEM	digital elevation model (modèle numérique de terrain)
LOI	loss on ignition (perte au feu)
M_{fines}	mean grain size of fines (granulométrie moyenne de particules fines)
M_{sands}	mean grain size of sands (granulométrie moyenne de particules grossières)
N_{trans}	north marsh transect (transect nord du marais)
RSLR	relative sea-level rise (hausse du niveau marin relatif)
S_{trans}	south marsh transect (transect sud du marais)

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les deux premières sections de l'introduction générale présente les aspects généraux de la dynamique végétale et sédimentaire des marais salés, spécialement des régions froides avec couvert de glace hivernal. L'introduction présente également une section sur l'évolution au cours du temps de cette dynamique végétale et sédimentaire face aux variations du niveau marin relatif et des conditions hydrodynamiques. Finalement, les deux dernières sections présentent le site à l'étude, c'est-à-dire le marais salé de Penouille, ainsi que la problématique, le projet de maîtrise et les objectifs de l'étude.

Dynamique végétale

Les marais salés (ou littoraux, côtiers, intertidaux) sont des écosystèmes marins dynamiques qui s'installent dans la partie de la zone intertidale propice à l'habitat végétal, c'est-à-dire entre le niveau moyen de la mer et les plus hauts niveaux d'eau. Ils sont caractérisés par un couvert végétal composé d'espèces halophytes adaptées aux conditions locales. La répartition spatiale des espèces végétales est déterminée par leur capacité d'adaptation et de survie face aux principaux stress que provoquent les facteurs physiques, chimiques et biotiques, soit respectivement la fréquence et la durée d'inondation, la salinité du sol ainsi que la compétition interspécifique (Pennings et Callaway, 1992; Crain *et al.*, 2004; Ewanchuk et Bertness, 2004; Watson et Byrne, 2009; Smith *et al.*, 2012). Ces facteurs varient dans le temps et dans l'espace; de manière générale, les stress physiques subis par la végétation sont prédominants dans les zones inférieures du marais, tandis que la salinité du sol et la compétition interspécifique sont plus fortes dans les zones supérieures (Crain *et al.*, 2004; Engels et Jensen, 2010). Ce débalancement des conditions environnementales crée une sorte de gradient de ces stress en fonction de l'altitude, et par conséquent chaque espèce végétale aura tendance à se positionner à l'intérieur d'une tranche limitée en altitude lui assurant un taux de survie optimal (Silvestri *et al.*, 2005).

La fréquence d'inondation (le principal stress physique) est un des paramètres majeurs qui contrôlent la répartition de la végétation du marais (Pennings et Callaway, 1992; Hickey et Bruce, 2010; Smith *et al.*, 2012). Elle suit un gradient à l'inverse de l'altitude, et par conséquent le niveau de saturation du sol et des racines par l'eau (milieu facilement anoxique) décroît des zones inférieures du marais vers les zones supérieures. Bien que leur fréquence et durée d'immersion soient plus faibles, les sols des zones supérieures sont considérés hypersalins (Pennings et Callaway, 1992; Watson et Byrne, 2009). Ce haut taux de salinité du sol est une conséquence de la concentration des sels lors du processus d'évaporation, surtout accentué en été. La compétition interspécifique est aussi plus féroce dans les zones supérieures du marais, car certaines espèces ne supportent aucunement une longue période d'inondation et doivent rivaliser afin de conserver leur habitat. Typiquement, les compétiteurs dominants expulsent les plantes subordonnées des habitats aux stress physiques bénins vers les habitats aux stress physiques sévères (Crain *et al.*, 2004; Engels et Jensen, 2010). D'autres stress, notamment le broutage par la faune et les attaques érosives des vagues aux frontières inférieures du marais, peuvent mener au recul ou tout simplement à la perte de la végétation (Van de Koppel *et al.*, 2005; Smith *et al.*, 2012).

Par exemple, la spartine alterniflore (*Spartina alterniflora*) supporte mal la compétition interspécifique des hautes altitudes du marais. Par contre, elle réussit à bien s'adapter aux stress physiques caractérisant les zones inférieures; elle prolifère davantage dans les zones à inondation fréquente, où beaucoup d'espèces, dont la spartine étalée (*Spartina patens*) et surtout le jonc de Gérard (*Juncus gerardii*), ne peuvent pas survivre. De par son réseau racinaire, elle améliore le drainage du sol, ce qui permet une meilleure oxygénation (Ewanchuk et Bertness, 2004). Ce caractère facilite non seulement sa survie, mais également celle d'autres espèces cohabitant avec elle.

Une différence marquée existe entre les zones végétalisées et non végétalisées, car la végétation crée de l'obstruction aux forces hydrodynamiques et au travers d'elle, les vagues et les courants de marée sont amortis (Christiansen *et al.*, 2000; Friedrichs et Perry, 2001;

Neumeier et Ciavola, 2004; Neumeier et Amos, 2006; Van Proosdij *et al.*, 2006a; Coulombier *et al.*, 2012). À l'intérieur de la canopée, plus la densité de la végétation devient importante, plus la vitesse du courant tend à diminuer, que ce soit latéralement ou verticalement du sommet vers la base de la canopée. Par exemple dans le cas de submersion totale de la végétation, le profil de vitesse du courant change, c'est-à-dire qu'il affiche au-dessus de la végétation une vitesse du courant légèrement accélérée par rapport à la normale, mais la vitesse baisse considérablement à l'intérieur de la végétation (Friedrichs et Perry, 2001; Neumeier et Ciavola, 2004; Coulombier *et al.*, 2012). Cette différence crée une mince couche de cisaillement entre les deux types de vitesse et initie un niveau de turbulence élevé.

Ces variations de vitesse et de turbulence influencent la dynamique sédimentaire au-dessus et à l'intérieur de la canopée, car en diminuant, le courant n'a plus la force nécessaire pour maintenir les sédiments en suspension. Ces modifications du courant dépendent du rapport entre la hauteur de la colonne d'eau, qui varie avec la marée, et la hauteur de la végétation, qui varie selon la saison. Au final, la végétation joue un rôle très important dans le développement des marais salés : d'une part elle est efficace pour amortir les forces hydrodynamiques et capter les sédiments, ce qui aide à assurer l'accrétion verticale du marais, et d'autre part, elle consolide les sédiments au sol et diminue les risques d'érosion ou de remobilisation des sédiments (Neumeier et Ciavola, 2004; Neumeier et Amos, 2006; D'Alpaos *et al.*, 2007).

Dynamique sédimentaire

Le transport sédimentaire dans un marais est assuré principalement par les forces hydrodynamiques, soit les courants de marée et les vagues. Lors du flot, l'hydrodynamisme est ralenti du large vers la côte dû à l'élévation de la pente et la diminution du prisme tidal (Allen, 2000; Yang *et al.*, 2008), mais au jusant cet effet de pente peut aussi causer une accélération (Christiansen *et al.*, 2000). Cependant, la friction et l'obstruction que cause la

végétation sur les forces hydrodynamiques ont beaucoup plus d'influence (Friedrichs et Perry, 2001).

Il existe une corrélation positive entre la force hydrodynamique et la taille du sédiment pouvant être mobilisé et transporté (Allen, 1992b, chapitre 4). Les sédiments plus grossiers (*e.g.* sables) nécessitent une force hydrodynamique élevée afin d'être mobilisés et transportés, et ils le sont souvent que sur de courtes distances par saltation ou par charriage. Les sédiments de plus petites tailles (*e.g.* argiles et silts) nécessitent une force de courant plus faible afin d'être transportés, ce qui leur permet de rester plus longtemps en suspension dans la colonne d'eau et de parcourir de plus longues distances. Cependant, la plupart des particules d'une taille inférieure à 15 μm ont tendance à flocculer entre elles (70-80 % du temps, Christiansen *et al.*, 2000) formant des particules de plus grandes tailles (*e.g.* silts moyens à grossiers) appelées floccs, qui risquent d'être déposés plus rapidement.

Typiquement, le taux de sédimentation est plus grand en bordure des chenaux de marée ou près de la limite inférieure du marais, et il tend à diminuer avec la distance et/ou l'altitude (French et Spencer, 1993; D'Alpaos *et al.*, 2007; Bartholdy *et al.*, 2010; Détriché *et al.*, 2011). Cependant, cette tendance peut être masquée ou même inexistante si d'autres facteurs ponctuellement plus dominants (*e.g.* vagues de tempête, transport par les glaces flottantes, transport éolien, hauteur de la végétation, etc.) viennent s'interposer (Van Proosdij *et al.*, 2006b); tout dépend de l'opportunité qu'ont les sédiments de se déposer (Van Proosdij *et al.*, 2006a).

La concentration des sédiments en suspension détermine la quantité de sédiment disponible à la sédimentation, qui varie principalement selon le cycle de marée, l'activité des vagues et la saison (Allen, 2000; Van Proosdij *et al.*, 2006a; Van Proosdij *et al.*, 2006b). Cette concentration tend à diminuer progressivement du chenal ou de la partie de l'estran sans végétation (qui sont localement les sources principales des sédiments) vers l'intérieur du marais (Allen, 2000; Christiansen *et al.*, 2000). Cette tendance découle du rôle de la végétation à ralentir le courant et à capter rapidement les sédiments disponibles

dans la colonne d'eau. En parallèle, ce haut taux de sédimentation en bordure des chenaux peut élever le niveau topographique, ce qui amène à la formation de levées (Friedrichs et Perry, 2001).

La diminution des forces hydrodynamiques avec la distance et/ou l'altitude tend aussi à diminuer la taille moyenne des sédiments (Christiansen *et al.*, 2000; Yang *et al.*, 2008), alors qu'à l'inverse la teneur en matière organique augmente (Kearney *et al.*, 1994; Ward *et al.*, 1998). D'une manière caractéristique, une teneur élevée en matière organique est souvent associée à une teneur élevée en argiles et/ou en litière végétale (Kearney *et al.*, 1994; Bai *et al.*, 2005; Goman, 2005). La forte densité et production de litière végétale dans les zones supérieures du marais, soit des secteurs à faible fréquence d'inondation, compensent le faible taux d'accrétion verticale de ces zones souvent démunies d'apports sédimentaires par la marée.

Bien que les courants de marée soient le principal agent de transport sédimentaire, d'autres phénomènes contribuent aux apports, à l'érosion ou à la redistribution des sédiments dans le marais, notamment les événements de tempêtes (Stumpf, 1983; Roman *et al.*, 1997; Wheeler *et al.*, 1999; Duffy et Devoy, 1999; Day *et al.*, 1999; De Groot *et al.*, 2011), l'action des glaces flottantes (Dionne, 1984; Dionne, 1989; Pejrup et Andersen, 2000; Van Proosdij *et al.*, 2006b; Argow *et al.*, 2011) et le transport éolien (French et Spencer, 1993; Rodriguez *et al.*, 2013). Les événements de tempêtes contribuent de manière significative à la sédimentation dans les marais. En un seul épisode, que ce soit annuel (Stumpf, 1983) ou même décennal (De Groot *et al.*, 2011), une tempête peut délivrer une quantité importante de sédiments qui assure l'accrétion verticale nécessaire face à la hausse du niveau marin relatif. Cependant, une tempête accompagnée de fortes vagues peut également causer de l'érosion en bordure du marais, principalement aux microfalaises (Schwimmer et Pizzuto, 2000; Singh Chauhan, 2009).

Dans les régions froides, où un couvert de glace s'installe durant la saison hivernale, le transport sédimentaire par les glaces flottantes (processus glaciels) représente un

mécanisme secondaire de transport tout aussi important. La glace a la rare capacité de transporter des sédiments de toutes tailles et des débris de toutes sortes. Durant un cycle de marée, les glaces flottantes peuvent arracher au sol, soit par adhérence à leur base, des morceaux de sédiments avec ou sans végétation de dimensions très variées. Par exemple, les radeaux de végétation ou de schorre (*i.e.* les morceaux consolidés par un réseau de racines) peuvent atteindre quelques mètres de diamètre et jusqu'à 50 cm d'épaisseur (Dionne, 1986 ; Dionne, 1989). L'arrachement des radeaux de végétation crée une érosion de surface en formant une dépression ou une cuvette dans le marais, qui pourrait ensuite se développer en marelle. En plus de l'érosion de surface, les glaces flottantes causent aussi de l'érosion aux microfalaises du marais (s'il y a) et font reculer celles-ci lorsque le couvert de glace se fractionne au printemps (contribution estimée à environ 25-30 % de l'érosion totale, Dionne et Bouchard, 2000).

Surtout au moment du dégel printanier, les glaçons ayant adhéré à leur base des sédiments avec ou sans végétation sont déplacés ailleurs dans le marais ou emportés au large de façon assez aléatoire. Des observations pour l'estuaire moyen du Saint-Laurent indiquent qu'environ 10 à 15 % des glaçons fondent sur place et que 85 à 90 % de ceux-ci sont emportés au large (Dionne, 1981; Troude et Sérodes, 1988). Cependant, on estime que la moitié des radeaux de végétation resterait dans le marais (Dionne, 1989). Pour les glaçons qui s'entassent et fondent sur l'estran ou à l'intérieur du marais, leur charge sédimentaire est restituée au sol, occasionnant des monticules de débris concentriques contribuant à l'accrétion verticale du marais (*e.g.* un dépôt de sédiments de 5 cm laissé par la glace peut équivaloir à 30 ans de sédimentation par la marée, Pejrup et Andersen, 2000). Mais ceux qui sont emportés au large occasionnent un déficit dans le budget sédimentaire du littoral (export des sédiments par les glaces flottantes estimé à environ 25 %, Troude et Sérodes, 1988).

La distance parcourue par les glaçons dépend donc des conditions hydrodynamiques, mais également de la charge sédimentaire, dont la densité, la quantité et la taille des sédiments (Dionne, 1981; Troude et Sérodes, 1988; Dionne, 1993). Lorsque la teneur en

sédiments dans un glaçon est très élevée, sa densité augmente de sorte que ce dernier n'est plus en mesure de flotter ni de se déplacer, laissant ainsi sa charge sédimentaire sur place au moment de la fonte (Troude et Sérodes, 1988). Par ailleurs, si le poids qu'exercent les sédiments à la base d'un glaçon excède la capacité de flottaison de ce dernier, il peut y avoir détachement et dépôt des matériaux. Ces dépôts sont ponctuels ou concentriques dans le cas où l'épaisse couche sédimentaire se détache brusquement. (Pejrup et Andersen, 2000). Les processus d'érosion et de sédimentation liés aux glaces flottantes transforment constamment le relief des marais salés en leur donnant une topographie assez chaotique.

Le transport éolien du sable est un processus typique des marais contigus aux îles barrières et cordons littoraux, où la présence de dunes sableuses et de sables meubles constituent des sources sédimentaires non négligeables (Rodriguez *et al.*, 2013). La proximité de dunes sableuses dans les zones supérieures du marais amène à des dépôts occasionnels de particules sableuses transportées par le vent (French et Spencer, 1993). Conséquemment, la fraction sableuse du sédiment de surface se voit augmentée là où normalement la marée n'a pas la force nécessaire pour transporter ce type de sédiment.

Dynamique des marais salés face aux variations du niveau marin relatif

Si le développement des marais salés est déterminé par de complexes interactions entre l'hydrodynamisme, la végétation, la topographie et le transport sédimentaire, il est également influencé par les effets anthropiques (Ward *et al.*, 1998; Byers et Chmura, 2007), les changements climatiques (Day *et al.*, 2008) et les variations du niveau marin relatif (Schwimmer et Pizzuto, 2000; Morris *et al.*, 2002; Temmerman *et al.*, 2004; Andersen *et al.*, 2011). Les marais sont en constante évolution et doivent se réajuster en réponse aux variations du niveau marin relatif. L'accrétion verticale pour compenser la hausse du niveau marin est un facteur essentiel afin d'assurer la stabilité du marais à moyen et long termes (Kearney *et al.*, 1994; Roman *et al.*, 1997; Orson *et al.*, 1998; Van Wijnen et Bakker, 2001). Cependant, l'accrétion verticale à long terme peut être contrebalancée par une compaction en profondeur des sédiments du marais (*i.e.* une diminution du volume par

décomposition de la matière organique, expulsion de l'eau interstitielle des sédiments fins et réarrangement particulaire), qui cause une subsidence de la surface du marais, plus ou moins prononcée selon l'environnement (Kearney *et al.*, 1994; Cahoon *et al.*, 1995; Roman *et al.*, 1997).

L'étude de carottes sédimentaires informe sur l'évolution de la dynamique sédimentaire du marais à moyen et long termes. Les profils verticaux du taux d'accrétion, de la densité, de la granulométrie et de la teneur en matière organique reflètent, du bas vers le haut, les conditions de sédimentation passées jusqu'à actuelles (Oertel *et al.*, 1989; Kearney *et al.*, 1994; Roman *et al.*, 1997; Ward *et al.*, 1998; Temmerman *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2008; Goman *et al.*, 2008; Andersen *et al.*, 2011). Typiquement, la taille moyenne des grains diminue vers le haut alors que les teneurs en vase et en matière organique augmentent. La densité tend également à diminuer jusqu'en surface parallèlement à l'augmentation de la vase et de la matière organique, mais aussi due à la compaction en profondeur. Ces tendances indiquent une évolution du marais aux conditions plutôt dynamiques à plus calmes : par exemple quand le marais passe du stade de lagune/estran (bas de la carotte) à marais inférieur ou supérieur (haut de la carotte), ou encore si le chenal ou la limite externe du marais s'éloigne du site carotté.

Cependant, les profils verticaux affichent souvent des variations irrégulières, une sorte d'évolution en dents de scie (va-et-vient plus ou moins symétrique des valeurs). Ces variations peuvent être attribuées à des changements de régime au niveau de la fréquence des tempêtes et de leurs conditions hydrodynamiques intenses (Kearney *et al.*, 1994; Roman *et al.*, 1997; Wheeler *et al.*, 1999; Boldt *et al.*, 2010), du niveau marin relatif et de la fréquence/durée d'inondation (Ward *et al.*, 1998; Singh Chauhan, 2009), des mouvements latéraux des limites inférieures du marais (Allen, 1996; Allen, 2000; Singh Chauhan, 2009), des flux sédimentaires saisonniers (Van Proosdij *et al.*, 2006b; Yang *et al.*, 2008), etc. Par exemple, des pics isolés de forte densité et de granulométrie plus grossière peuvent être associés à des épisodes occasionnels de flux sédimentaires très intenses, soit une sédimentation suite à un événement de forte tempête (Roman *et al.*, 1997; Boldt *et al.*,

2010; De Groot *et al.*, 2011) ou un dépôt grossier laissé par les glaces flottantes (Pejrup et Andersen, 2000; Argow *et al.*, 2011).

Il est fréquent que la limite inférieure des marais salés subisse des mouvements latéraux caractérisés par des cycles de progradation–recul–progradation au rythme du niveau marin relatif et de l’action des vagues (Schwimmer et Pizzuto, 2000; Singh Chauhan, 2009). Selon les régions, il peut exister à long terme une tendance à la hausse ou à la baisse du niveau marin relatif, mais qui est toutefois caractérisée par des variations annuelles et même décennales. Dans de nombreuses régions, les périodes de baisse du niveau marin peuvent faciliter la croissance du marais si le taux d’accrétion y est égal ou supérieur, alors qu’une hausse accélérée du niveau marin peut augmenter les risques d’un recul des limites à microfalaises du marais inférieur (Schwimmer et Pizzuto, 2000). Les microfalaises des marais des régions froides subissent également l’érosion des vagues, mais aussi celle des glaces flottantes (Dionne, 1986). L’accumulation subséquente des sédiments érodés au-devant du marais élève et élargit l’estran jusqu’à un niveau où éventuellement la dissipation d’énergie diminuera l’érosion et le recul du marais, permettant par la suite à la végétation de recoloniser l’estran au-devant du marais (Van der Wal *et al.*, 2008; Singh Chauhan, 2009). Cependant, ce sont surtout l’activité des vagues/glaces flottantes et le taux de sédimentation au-devant du marais qui déterminent les mouvements latéraux (recul ou progradation) des limites du marais inférieur.

Comme la végétation est très sensible à la fréquence d’inondation, suivre spatialement la migration latérale des espèces à moyen et long termes donne aussi de bonnes informations sur la relation entre l’accrétion du marais et la hausse du niveau marin relatif (Warren et Niering, 1993; Olf *et al.*, 1997; Donnelly et Bertness, 2001). Pour conserver l’équilibre, le marais doit s’élever au même rythme que celui de la hausse du niveau marin afin de ne pas soumettre la végétation à des changements des conditions abiotiques (*i.e.* fréquence d’inondation et salinité). Un déséquilibre entre l’accrétion verticale et le niveau marin peut engendrer des conséquences autant positives que négatives. Dans le cas où le taux d’accrétion est supérieur à la hausse du niveau marin, le

marais peut prograder vers le large, mais dans le cas contraire, le marais risque d'être ennoyé progressivement (Orson *et al.*, 1985). Par conséquent, la modification des stress environnementaux imposée à la végétation devient si importante, que les espèces doivent reculer et coloniser des zones plus élevées pour retrouver leurs conditions de survie (Friedrichs et Perry, 2001). À long terme, la pérennité du marais n'est pas en danger s'il existe côté terre l'espace et la douce pente nécessaires pour que la végétation du marais puisse reculer et coloniser l'ancienne zone supratidale (Brinson *et al.*, 1995). Si cet espace n'existe pas, par exemple dû à la présence d'une digue ou d'un talus naturel, alors le marais ne peut plus reculer et s'amincira jusqu'à disparaître (phénomène de constriction côtière ou, en anglais, *coastal squeeze*) (Torio et Chmura, 2013).

Marais salé de Penouille

Le marais salé de Penouille est situé complètement à l'est de la péninsule gaspésienne, il se trouve profondément à l'intérieur de la baie de Gaspé, au niveau du havre de Gaspé (Figure 1b et 1c). Il fait partie du Parc national du Canada Forillon depuis la création de celui-ci en 1970, ce qui lui confère le statut de marais protégé. Il borde le pourtour d'une lagune à dominance sableuse (Figure 1a). Cette dernière est bordée au sud par la presqu'île de Penouille, au nord par la terre ferme et à l'est par un mince pédoncule qui relie la presqu'île à la terre ferme. La lagune n'a qu'une unique passe à l'ouest qui permet la connexion avec le havre de Gaspé.

La marée a un cycle semi-diurne et est caractérisée par un régime microtidal (marnage < 1,6 m dans la lagune), mais produisant néanmoins des courants non négligeables pouvant atteindre jusqu'à 0,8 m/s en période de vive-eau (Neumeier et Gibeault, 2013). Les vagues qui entrent dans la lagune sont plutôt faibles (< 0,2 m pour les deux périodes été-automne mesurées, Neumeier et Gibeault, 2013) et ne contribueraient que minimalement au transport sédimentaire et à l'érosion, bien qu'aucune mesure n'ait été enregistrée durant un événement de tempête majeure.

Le marais de Penouille est de type minérogénique, c'est-à-dire que son sol est majoritairement composé de sédiments inorganiques. Les sources sédimentaires de la lagune et du marais proviennent principalement du havre de Gaspé et du ruisseau Ascah, ce dernier ayant son embouchure dans le coin nord-ouest de la lagune tout près de la passe. Le transport sédimentaire dans le marais et la lagune est assuré par les forces hydrodynamiques, mais aussi par les glaces flottantes et le vent. Bien que ces deux derniers processus soient épisodiques et dépendants des conditions climatiques saisonnières, ils représentent toutefois des mécanismes de transport secondaires importants des sédiments. La grande quantité de sédiments pouvant être transportés durant les événements de tempête pourrait être aussi considérée comme un aspect potentiellement important à la sédimentation à Penouille.

La végétation du marais est caractérisée par une trentaine d'espèces halophytes regroupées dans un peu plus d'une dizaine de communautés végétales (Annexe A, Figure 11), qui sont généralement disposées en fonction de l'altitude du marais. Le marais inférieur est dominé par la spartine alterniflore (*Spartina alterniflora*), le plantin maritime (*Plantago maritima*) et le glauc maritime (*Glaux maritima*). En pleine maturité, la spartine alterniflore de Penouille peut atteindre une hauteur de près d'une quarantaine de centimètres. Chaque année la végétation du marais inférieur est fauchée par le mouvement des glaces flottantes.

Le marais supérieur est quant à lui principalement dominé par le jonc de Gérard (*Juncus gerardii*) et la spartine étalée (*Spartina patens*), mais cette dernière a plus tendance à former une bande située à la lisière du marais inférieur. La hauteur de la végétation est plus grande dans cette partie du marais; le jonc de Gérard et la spartine étalée peuvent atteindre une hauteur dépassant les 50 cm. La partie aérienne de la végétation du marais supérieur meurt aussi durant la période hivernale, mais au contraire du marais inférieur, elle s'accumule et se décompose *in situ* contribuant à l'accumulation de matière organique. Le marais supérieur est aussi l'habitat essentiel du rare papillon Satyre fauve des Maritimes

(*Coenonympha inornata nipisiquit*), qui a été inscrit sur la liste des espèces en danger de disparition au Canada.

Problématique, projet de maîtrise et objectifs

Ce projet de recherche s'inscrit dans une étude plus large sur la dynamique sédimentaire du marais, de la lagune et de la presqu'île de Penouille. Depuis un peu plus d'une dizaine d'années, le secteur de Penouille subit une intensification de l'érosion côtière, surtout provoquée par l'augmentation et l'intensification des tempêtes et la hausse du niveau marin relatif, soit des effets associés aux changements climatiques (Bernatchez *et al.*, 2013). Les dirigeants du Parc national du Canada Forillon sont préoccupés par cette augmentation de l'érosion côtière, qui affecte déjà les infrastructures en place, ainsi que des risques futurs de submersion et de possibles modifications physiques, chimiques et biologiques d'un écosystème considéré unique. Ce projet a donc été initié et financé par Parcs Canada, mais réalisé par le laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC - UQAR) ainsi que le laboratoire de sédimentologie marine (ISMER - UQAR).

Le rôle de ces derniers consiste en premier lieu à faire une mise à jour des connaissances actuelles sur la dynamique côtière et sédimentaire du marais, de la lagune et de la presqu'île de Penouille. Il s'agit également de suivre l'évolution au cours du temps des sédiments, des communautés végétales (Annexe A) et benthiques, des grandes marelles (Annexe B), des niveaux d'eau, des lignes de rivages ou des différentes limites du marais/lagune, et d'utiliser ces constats afin d'évaluer leur évolution future dans un contexte de changements climatiques, notamment les risques d'érosion et de submersion face à la hausse du niveau marin relatif.

À ce jour, peu d'études existent sur la dynamique spatiale et temporelle des sédiments pour les marais salés des régions froides, spécifiquement ceux au régime microtidal du golfe du Saint-Laurent. Ce projet de maîtrise présente ici une approche plutôt originale dans l'étendue de ses recherches, soit par la combinaison de deux échelles spatiales

(évolution latérale et verticale du marais) et de deux échelles temporelles (caractérisation actuelle et historique des sédiments, des communautés végétales, des grande marelles, du taux d'accrétion, des niveaux d'eau et de la superficie du marais). Les objectifs du projet de maîtrise ont surtout été choisis en fonction des résultats voulant être présentés dans l'article scientifique, mais tout en tenant compte des attentes de l'étude générale à Penouille. Les objectifs consistent donc à :

- (1) Caractériser les sédiments de surface et déterminer les liens entre la répartition spatiale des sédiments et certains facteurs environnementaux afin de mieux comprendre la dynamique sédimentaire actuelle du marais et de la lagune.
 - Pour comprendre la dynamique sédimentaire actuelle, il faut établir le rôle des principaux facteurs environnementaux (altitude, proximité à une source sédimentaire, végétation, microtopographie locale) sur la répartition spatiale de la granulométrie, de la teneur en vase et en matière organique.

- (2) Reconstituer l'évolution du marais et des sédiments au cours du temps, notamment en utilisant les connaissances sur la dynamique sédimentaire actuelle du marais à titre comparatif.
 - Pour reconstituer l'évolution des sédiments du marais au cours des dernières décennies et des derniers siècles, il faut caractériser l'architecture des corps sédimentaires à partir de carottes et dresser les profils verticaux de granulométrie, de densité et de matière organique;
 - Déterminer l'âge de mise en place du marais à différents secteurs à l'aide de datations ^{14}C AMS;
 - Déterminer les taux moyens d'accrétion à l'aide de datations ^{14}C AMS, ^{210}Pb et ^{137}Cs , et ensuite les comparer entre eux et à la hausse du niveau marin relatif;
 - Évaluer l'évolution de la superficie du marais par les déplacements latéraux des limites du marais inférieur à partir d'anciennes photographies aériennes.

CHAPITRE 1
DYNAMIQUE SPATIALE ET TEMPORELLE DES SÉDIMENTS DE LA
LAGUNE ET DU MARAIS SALÉ DE PENOUILLE (BAIE DE GASPÉ,
CANADA)

1.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DE L'ARTICLE

Cet article scientifique s'intitulant « *Spatial and temporal sediment dynamics of the Penouille salt marsh (Bay of Gaspé, Canada)* » fera prochainement l'objet d'une soumission à la revue internationale *Journal of Coastal Research*. Un premier volet porte sur la dynamique sédimentaire du marais et de la lagune de Penouille, soit la répartition spatiale des sédiments de surface et le rôle des facteurs environnementaux sur cette répartition. Ces relations fournissent des clés d'interprétation aux variations temporelles des sédiments plus anciens en carottes. Un deuxième volet porte sur l'historique du marais et son évolution verticale et latérale en réponse aux variations du niveau marin relatif surtout des dernières décennies.

Cet article a été rédigé par moi-même (premier auteur) ainsi que par mes directeurs, les professeurs Urs Neumeier (deuxième auteur) et Pascal Bernatchez (troisième auteur). Ma contribution repose sur l'ensemble principal de l'échantillonnage, des analyses en laboratoire, des résultats et de la rédaction de l'article. Urs Neumeier a participé à l'échantillonnage, aux diverses analyses et résultats, et m'a grandement encadré dans le projet, le texte, les idées et la structure de l'article. Finalement, Pascal Bernatchez dirige l'ensemble du projet de Parcs Canada, il a participé à l'encadrement de l'article, des résultats et des idées, et a également fourni des données supplémentaires au projet venant compléter les résultats.

1.2 SPATIAL AND TEMPORAL SEDIMENT DYNAMICS OF THE PENOUILLE SALT MARSH (BAY OF GASPÉ, CANADA)

1.2.1 Introduction

Salt marshes are dynamic coastal ecosystems that range in the intertidal zone between mid and high water levels, which is the most suitable habitat for halophyte vegetation. Marshes develop in relatively sheltered places along the coast (*e.g.* back-barrier lagoons, estuaries, embayments) where wave activity is low enough to allow fine-grained sedimentation and vegetation establishment (Van der Wal *et al.*, 2008; De Groot *et al.*, 2011).

Vegetation helps marsh accretion by slowing down current near the bed, dampening waves, and trapping suspended sediment, as well as preventing soil erosion (Neumeier and Ciavola, 2004; Neumeier and Amos, 2006; D'Alpaos *et al.*, 2007). Therefore, marsh development is enhanced by positive feedbacks between fine-grained sedimentation, reduced accommodation space, and vegetation expansion, which will dampen further hydrodynamics and cause *in situ* organic matter accumulation.

Marsh elevation tends toward equilibrium with sea level in order to minimize abiotic and biotic stress variations to plant species. Increasing or modifying these stresses can lead to vegetation successions or diebacks (Oloff *et al.*, 1997; Friedrichs and Perry, 2001; Smith *et al.*, 2012). In a context of global warming and an accelerated eustatic sea-level rise, marsh elevation rate has to equal at least the rate of rising sea-level, otherwise a negative feedback of marsh drowning, landward marsh migration, and lateral marsh scarp erosion by enhanced hydrodynamics might occur (Orson *et al.*, 1985; Warren and Niering, 1993; Schwimmer and Pizzuto, 2000; Donnelly and Bertness, 2001).

Several papers have highlighted the important role of environmental factors controlling spatial and temporal accretion rates or sediment grain size over salt marshes,

such as complex interactions between hydrodynamics, elevation (*i.e.* frequency and duration of inundation), proximity to sediment sources (*e.g.* creek, mudflat, etc.), vegetation, and microtopography (Allen, 1992a; French and Spencer, 1993; Kearney *et al.*, 1994; Roman *et al.*, 1997; Ward *et al.*, 1998; Christiansen *et al.*, 2000; Friedrichs and Perry, 2001; Van Proosdij *et al.*, 2006a; Yang *et al.*, 2008; Bartholdy *et al.*, 2010; Andersen *et al.*, 2011; Coulombier *et al.*, 2012). Typically, sedimentation is higher along tidal creeks or close to marsh edges and tends to decrease with distance to creek/edge and elevation (French and Spencer, 1993; Friedrichs and Perry, 2001; D'Alpaos *et al.*, 2007; Bartholdy *et al.*, 2010; Détriché *et al.*, 2011). This trend results from hydrodynamics dampened by vegetation and shrinking tidal prism, which make the coarser sediments to settle rapidly out of suspension as the water moves away from the sediment source. As a result, grain size tends to decrease and organic matter content to increase with distance to creeks, marsh edges, and elevation (Kearney *et al.*, 1994; Ward *et al.*, 1998; Christiansen *et al.*, 2000; Yang *et al.*, 2008). However, these trends could be over-shadowed by episodic and seasonal forcings (*e.g.* storm surges, waves, aeolian transport, ice rafting, vegetation height, etc.) that greatly influence sediment transport (Van Proosdij *et al.*, 2006b).

Tidal current is not the only process contributing to marsh sedimentation. Other episodic processes like storm events (Stumpf, 1983; Roman *et al.*, 1997; Day *et al.*, 1999; De Groot *et al.*, 2011), ice rafting (Dionne, 1989; Pejrup and Andersen, 2000; Van Proosdij *et al.*, 2006b; Argow *et al.*, 2011), and aeolian transport (French and Spencer, 1993; Rodriguez *et al.*, 2013) can participate in marsh accretion and erosion. Whether annual or even decennial, storm events deliver sediment pulses, which contribute significantly to vertical accretion in salt marshes (Stumpf, 1983; Friedrichs and Perry, 2001; De Groot *et al.*, 2011).

In cold regions with sea ice during winter, ice rafting is an important secondary sedimentation process that redistributes sediments of all sizes across the intertidal zone (Argow *et al.*, 2011; Neumeier, 2011). Sediment deposition from ice rafting during the melting season helps marsh accretion. On the other hand, ice processes cause vertical

marsh erosion by tearing out up to 50 cm deep mats of marsh sediments (it will consequently create various depressions that may evolve to salt pans), which are randomly redeposited near or far (Dionne, 1989). It can also cause lateral marsh erosion and retreat of microcliffs if present (Dionne and Bouchard, 2000). Ice tearing and ice rafting are important features that continually shape the marsh topography, producing patchy erosion and accretion up to 50 cm thick (Dionne, 1986; Dionne, 1989; Pejrup and Andersen, 2000).

Understanding relationships between current sediment distributions in the marsh and environmental factors are valuable keys to reconstruct past deposition environments. In fact, the study of sediment cores (*e.g.* vertical profiles in accretion rate, bulk density, grain size, organic matter content, etc.) provides good information on the temporal evolution in marsh dynamics from past to present (Oertel *et al.*, 1989; Kearney *et al.*, 1994; Roman *et al.*, 1997; Ward *et al.*, 1998; Temmerman *et al.*, 2004; Goman *et al.*, 2008; Yang *et al.*, 2008; Andersen *et al.*, 2011). If the upward marsh sediment accumulation exhibits an overall fining trend in grain size, an increasing trend in organic matter content, and a decreasing trend in bulk density, this signifies that the coring site progressively evolved from high energy deposition toward low energy deposition (Oertel *et al.*, 1989). This occurs typically when the outer marsh edge progradates or the creek wanders away (Allen, 1996; Allen, 2000; Singh Chauhan, 2009). The upward marsh sediment accumulation can also exhibit temporal variations, which can be related to shifts in storm frequency or intensity (Kearney *et al.*, 1994; Roman *et al.*, 1997; Wheeler *et al.*, 1999; Boldt *et al.*, 2010), seasonal sediment fluxes (Van Proosdij *et al.*, 2006b; Yang *et al.*, 2008), and relative sea level (Ward *et al.*, 1998; Allen, 1997).

Especially in cold regions, salt marshes are subject to a strong seasonality effect with storminess, vegetation decline, ice processes, water viscosity, sediment flux, etc. For example, asymmetrical interbedded coarser-grained laminae or lenses found in sediment cores can be interpreted as episodic high-energy storm deposits (Roman *et al.*, 1997; Boldt *et al.*, 2010; De Groot *et al.*, 2011) or ice-rafting deposits (Pejrup and Andersen, 2000; Argow *et al.*, 2011).

Vertical variations in grain size may also be a consequence of lateral movements of the outer marsh edge that frequently undergoes progradation-retreat-progradation cycles at a rate of the relative sea-level variations and hydrodynamic conditions (Allen, 1996; Schwimmer and Pizzuto, 2000; Friedrichs and Perry, 2001; Singh Chauhan, 2009). However, the progradation or retreat of the outer marsh edge will mostly depend on the wave climate, the ice processes (in cold regions), the fringing mudflat accretion rate, and the accommodation space to vegetation expansion, but erosion can be enhanced during time of accelerated sea-level rise because hydrodynamics intensify (Schwimmer and Pizzuto, 2000; Van der Wal *et al.*, 2008). Lateral movements of the outer marsh edge can be monitored using old aerial photographs, and combination of both vertical sediment profiles in cores and lateral movement monitoring of the outer marsh edge using old aerial photographs are good approaches, but rarely performed.

To date, almost no studies exist on the spatial and temporal sediment dynamics of salt marshes in cold regions with sea ice influence, specifically those with a microtidal regime like in the Gulf of St. Lawrence.

The purpose of our research is to reconstruct the spatial and temporal sediment dynamics and marsh evolution of a minerogenic and a microtidal salt marsh in a cold region facing global warming and sea-level rise. Here, we propose an original approach by a combination of two spatial scales (lateral and vertical evolution of the marsh) and two temporal scales (recent years and past centuries). Understanding the spatial sediment dynamics from the present are useful interpretative keys to define the temporal marsh evolution from the past. First, surface sediment samples from the lagoon and the salt marsh were analysed to determine the relationships between spatial sediment distributions (*i.e.* mean grain size, mud content, and organic matter content) and environmental parameters (*i.e.* elevation, proximity to sediment source, vegetation, and microtopography). Second, sediment dynamics and marsh evolution was reconstructed from the past using sediment cores (*i.e.* accretion rates from AMS radiocarbon dating and radiometric dating, vertical profiles of mean grain size, mud content, organic matter content, and wet bulk density, and

X-ray radiography) and old aerial photographs (surface area evolution of the marsh from 1975 to 2008). This research project is part of a larger study of coastal dynamics at the Penouille peninsula, which shelters the studied lagoon and salt marsh (Bernatchez *et al.*, 2013).

1.2.2 Study area

Since 1970, Penouille is part of the Forillon National Park of Canada, which is located at the eastern end of the Gaspé Peninsula, eastern Canada (Figure 1c). More specifically, the triangular-shaped peninsula, the lagoon, and the salt marsh of Penouille are on the north side of the Bay of Gaspé (Figures 1a and 1b). They lie on a submerged deltaic fan-shaped platform resulting from the accumulation of sediments discharged by surrounding rivers during the Holocene (Fox *et al.*, 1995). The creation of the Penouille peninsula delimited the lagoon around 1400-1000 cal BP (Bernatchez *et al.*, 2013). Because of crustal readjustments following the last glaciation, this region is subsiding at a rate of about 1-2 mm/year (Gehrels *et al.*, 2004; Koohzare *et al.*, 2008).

The sandy lagoon is now 1.7 km long, up to 550 m wide, and has an average depth of 0.25 m below mean sea level. It is enclosed northward by the mainland and southward by the triangular-shaped peninsula (approximately 1.9 km long, 780 m wide at its western end, and 2.3 m high in its center), which is connected to the mainland by a narrow sandy ridge (a 400 m long and 20-40 m wide isthmus). The enclosed lagoon has a single westward inlet to the Bay of Gaspé where strong tidal currents transport marine sediments. Moreover, the Ascah River mouth, which is located in the northwestern part of the lagoon, provides heterogeneous sediments. Sediment transport in the system is mainly assumed by tidal currents, waves, ice processes, and wind.

The 0.21 km² minerogenic salt marsh takes place all around the shallow lagoon and is distributed on various sections and small islands. It has a few tidal creeks, small gullies, salt pans of all sizes, remnant mats of marsh sediments, and small vegetated sand dunes on the

south side, giving the marsh a rugged topography. Therefore, elevation is irregular throughout the marsh with sometimes higher elevation areas across the low marsh, but it tends to increase with distance to the lagoon, as shown by the digital elevation model (DEM, Figure 4a).

Penouille has a microtidal regime with mixed semidiurnal tides and a spring tidal range of 1.6 m during normal conditions, which could slightly vary during storm surges. Near the lagoon inlet, flood currents range between 0.2 m/s (lowest neap tides) and 0.8 m/s (highest spring tides), while ebb currents range between -0.2 m/s and -0.7 m/s (Neumeier and Gibeault, 2013). Flood currents are stronger than ebb currents at spring tides, but ebb lasts longer. Nevertheless, the presence of a flood delta near the lagoon-side inlet suggests that currents are more flood dominants.

Water salinity in the lagoon varies from 20 to 25 psu. The cold and humid climate is characterized by a mean annual temperature of 2.9 °C (period of 1971-2000; Environment Canada, 2013). More precisely, the mean temperature during the summer months is 14.2 °C while during the winter months it is -8.8 °C. These low winter temperatures lead to the formation of sea ice and an icefoot over the lagoon and the marsh, which reduce wave action and limit sediment transport for 3-4 months. However in spring, sea ice rafts sediments (mud, sand, gravels, and mats of marsh sediments), which are deposited across the intertidal zone.

Salt marsh vegetation growth usually begins in the mid-spring and ends in the mid-fall. During the winter, all above-ground parts of halophytes die and those from the low marsh are mowed by sea ice. In general, marsh plant communities extend from the hydroperiod limitation (determined by elevation), which is the main abiotic stress. Dominant species in the low marsh are *Spartina alterniflora*, *Plantago maritima* and *Glaux maritima*, with a maximum vegetation height of up to 30-40 cm, while those in the high marsh are *Juncus gerardii* and *Spartina patens*, which reach up to 30-65 cm in height.

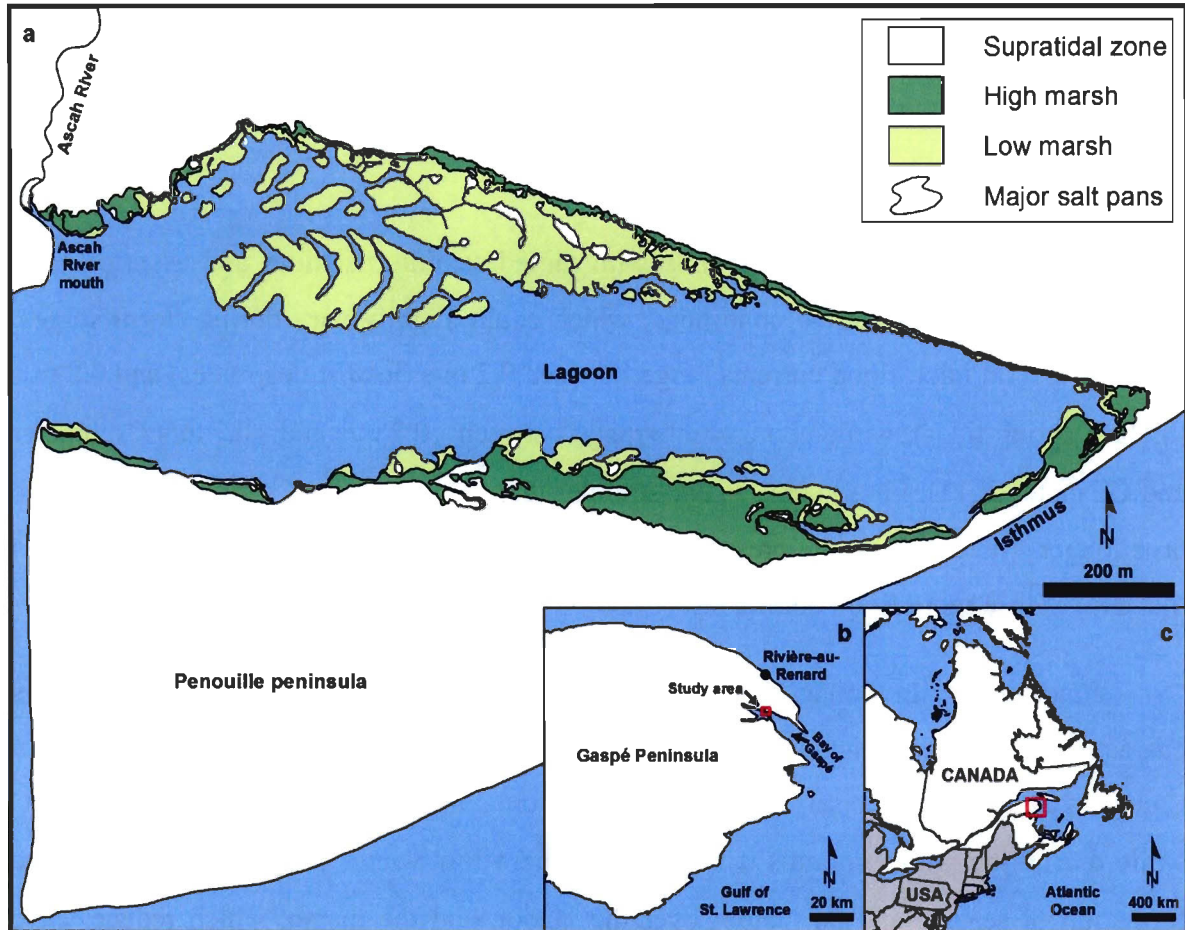


Figure 1: (a) Study area of the Penouille peninsula, lagoon, and salt marsh. (b) Study area and Rivière-au-Renard tide gauge positions. (c) Gaspé Peninsula position in eastern Canada.

1.2.3 Materials and methods

Sampling

The main sampling campaign was carried out in July and August 2010. The surface sediment sampling sites in the salt marsh were selected using a regular grid with a longitudinal and latitudinal spacing of 60 m and 30 m, respectively, while those in the lagoon were taken along broad transects (Figure 2). Surface sediment sampling sites were added to the regular grid near the isthmus to improve resolution. At each marsh site, a surface sediment sample (upper 2-3 cm) was collected, all plant species with their respective cover were determined within a 1-m² quadrat, and distances to the main geomorphological parameters (*i.e.* lagoon, salt pans, tidal creeks/gullies, mats of marsh sediments, and sand dunes) were measured. Some of these distances were also measured in ArcGIS (ArcInfo, version 10) using the georeferenced aerial photograph of 2008. Inside the quadrat, vegetation height was averagely estimated with a measuring tape, while vegetation cover was estimated on a seven category scale (< 1 %, 1-4 %, 5-10 %, 11-25 %, 26-50 %, 51-75 %, and 76-100 %) modified from Braun-Blanquet (1972, p. 34). At each lagoon site, only a surface sediment sample was collected. Position and elevation for all sampling sites were obtained using a differential GPS (Magellan ProMark3) with horizontal and vertical precisions of 0.5 cm and 1 cm, respectively. Ten sediment cores (diameter of 10 cm and length of 0.91-1.59 m, Table 3) were collected in different zones of the marsh (Figure 2) using ABS-tubes with a core catcher, a sledgehammer, and a jack. In July 2011, twenty surface sediment sampling sites were added along two low-high marsh transects: the North transect (N_{trans}) and the South transect (S_{trans}) (Figure 2) following the same sampling method as the first campaign. For the two campaigns, a total of 304 surface sediment samples were collected in the salt marsh ($n = 210$) and the lagoon ($n = 94$).

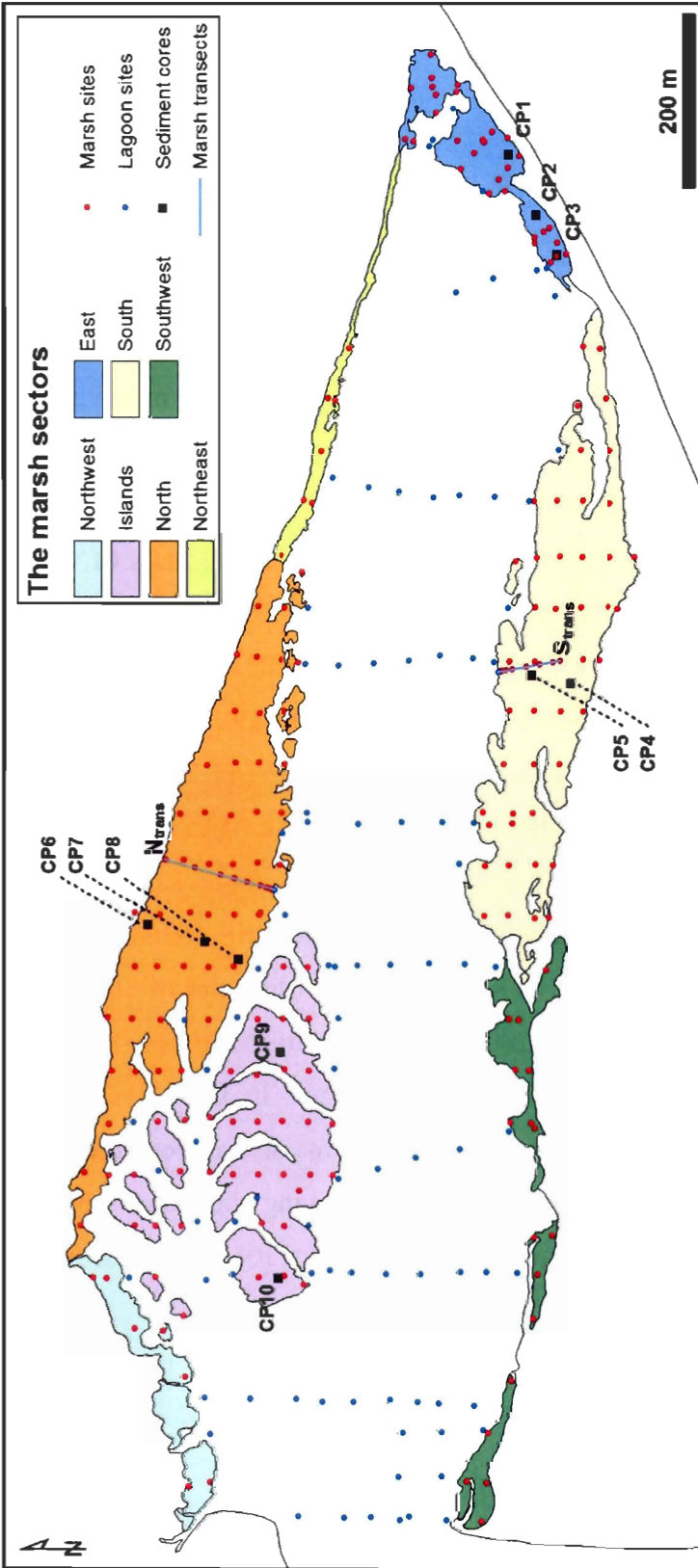


Figure 2: The different marsh sectors with positions of the surface sediment sampling sites (red circles = marsh sites, blue circles = lagoon sites), the sediment core positions (black squares, see Table 3 for core elevations), and the two low-high marsh transects (light blue lines, N_{trans} and S_{trans}).

Surface sediment analyses

From the surface sediment samples, approximately twice 20-30 cm³ of sediments were taken for organic matter content and grain size analyses. Organic matter content was determined by the loss-on-ignition (LOI) method (Bale and Kenny, 2005). Sediments were dried, crushed, weighed, burned 16 hours at 450 °C, and reweighed. To determine grain size, sediments were first treated for five hours in a 30 % hydrogen peroxide solution to remove organic matter, roots, stems and debris (for a description of the complete method, see Pansu and Gautheyrou, 2003). Thereafter, they were wet sieved at 63 µm (4 φ) to separate the fine and the coarse fractions. The fine sediments were first deflocculated with sodium hexametaphosphate and then analysed with a Beckman-Coulter LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyser. The coarse sediments up to 2 mm (-1 φ) were analysed within the sedimentation tube of ISMER, while the sediments coarser than 2 mm were dry sieved at quarter-phi intervals. The sedimentation tube is a transparent acrylic tube with 2.3 m length and an inside diameter of 29 cm; a 27 cm diameter weighting platform is placed at 2.0 m settling height and connected to a Mettler-Toledo PB303-S/FACT balance with 0.001 g precision. The SedCol software recorded the data and converted settling velocities to grain sizes using the formula of Soulsby (1997, p. 134). Grain size statistics were calculated with GRADISTAT (version 4.2, Blott and Pye, 2001) using the logarithmic method of moments and are presented in phi (φ).

Because the global grain size distribution was highly bimodal with two gaps around 4.3 φ and -1 φ (Figure 3), the mean grain size of the fine fraction (m_{fines} , > 4.3 φ) and the mean grain size of the sand fraction (m_{sands} , from 4.3 φ to -1 φ) were computed separately. However, an incorrect calibration of the Beckman-Coulter LS 13 320 used for the clay-silt analysis was noted a few months after grain size analyses. It might have affected the accuracy of the m_{fines} and further the mean grain size, but the relative variations in grain size remain valid. The mud content, which was determined by wet sieving at 4 φ, is not affected by this potential problem.

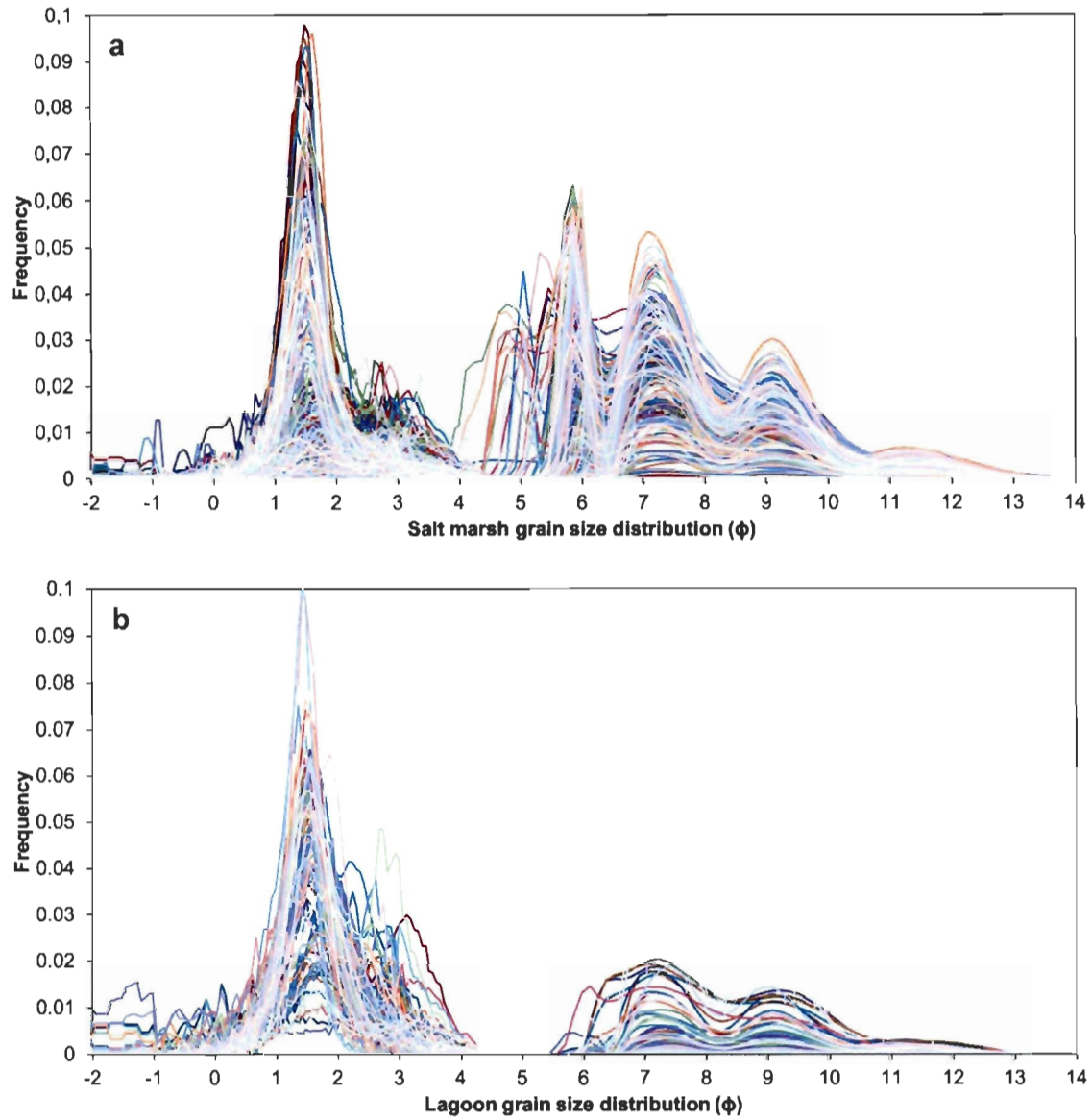


Figure 3: Grain size distributions from -2ϕ to 14ϕ of the surface sediment sampling sites: (a) the salt marsh and (b) the lagoon.

Distribution maps of sediments and elevation

Spatial distribution of surface sediments for the lagoon and the marsh was separately interpolated in ArcGIS using the natural neighbour method. The digital elevation model (DEM) was based on a dataset from an airborne light detection and ranging system (LiDAR) surveyed in September 2008 with the laser model Riegl LMS-Q140i-60 (X-Y precision was 1 m and Z precision was 20 cm, Bernatchez *et al.*, 2011). The DEM was built using the natural neighbour interpolation method in ArcGIS.

Multiple linear regressions

Multiple linear regressions were built to predict variations in mean grain size, m_{fines} , m_{sands} , mud content (percentage of $> 4 \phi$), and organic matter content (percentage of LOI) by various environmental parameters. They are elevation, distance to lagoon, distance to sediment source (*i.e.* the nearest between the lagoon, salt pans, tidal creeks, sand dunes, or bare sand areas), distance to lagoon inlet, vegetation height, vegetation cover, Shannon's biodiversity index, and surface microtopography index. The vegetation cover represents the sum of each plant species cover (mean percentage of the category). The Shannon's biodiversity index (H) was computed from the mean percentage cover of each plant species (C_i) with a modified version of the standard formula (Magurran, 2004, p. 107):

$$H = -\sum P_i \times \ln(P_i) \quad (1)$$

$$P_i = C_i / \sum C_i \quad (2)$$

The surface microtopography index inside the quadrat was estimated on three subjective ranks: (1) planar (flat horizontal or sloped surface), (2) slightly irregular or lumpy (*e.g.* small depressions or lumps, small fissures, etc.); and (3) rugged (*e.g.* mats of marsh sediments, gullies, microcliffs, etc.).

Multiple linear regressions were built in the SPSS statistical software (version 19), and relationships found between sediment variables and environmental parameters were all

significant with $p < 0.05$. Regressions were first built with all marsh sites, and another set of regressions with all lagoon sites. To examine local variations of the sediment variables, regressions were also built for four different sectors of the marsh (*i.e.* Islands, North, East, and South, Figure 2), which exhibited distinct sediment distributions, except for m_{fines} (non-parametric-Kruskal-Wallis one-way analysis of variance, $p < 0.001$). Regressions were performed with standardized values to limit scale variations between variables. In some cases, outlier sites (determined by Cook's distance estimate) were removed to improve the quality of the overall regression analysis and the homogeneity of variance. Distribution of the standardized residuals was tested for significant normality, and homogeneity of variance was accepted or not subjectively by plotting the standardized residuals with the predicted values.

Sediment core analyses

The 3D structure of the ten sediment cores was obtained by an X-ray medical scanner (Siemens Sensation 64-Slice CT Scanner, vertical voxel size was 1 mm and horizontal voxel size was 0.55 mm), while bulk density profiles were measured by gamma-ray absorption with a Geotek Multi-Sensor Core Logger. Afterward, the cores were sliced in two, photographed, and described. Grain size analyses, LOI, ^{210}Pb dating, and ^{137}Cs dating were performed on the two cores CP2 and CP7. The top 20 cm was sampled at 1 cm intervals for grain size, LOI, ^{210}Pb , and ^{137}Cs analyses. Below 20 cm, sediments were collected at 2 cm intervals, and then at 10 cm intervals to complete grain size and LOI analyses. Radiocarbon dating was performed on seven small wood fragments which were found at different depth in five cores (Table 4). Samples were first prepared at Laval University and afterward analysed at University of California, Irvine using the accelerator mass spectrometry (AMS) method. The resulting uncalibrated AMS radiocarbon ages were calibrated following the calibration curve of Reimer *et al.* (2009) and using the calibration program CALIB 3.0 (Stuiver and Reimer, 1993).

Vertical accretion rates and RSLR

The accretion rate since 1963 (peak of the atmospheric nuclear testing) was calculated from the ^{137}Cs measurements on both cores CP2 and CP7. Unfortunately, the ^{210}Pb measurements showed abnormal profiles and could not be used to calculate the accretion rate from the two cores, probably due to mixing of sediment by plant roots. Long-term accretion rates were estimated through the AMS radiocarbon ages of wood fragments found at different depths.

Hourly water levels at the Rivière-au-Renard tide gauge (Figure 1b) were obtained from the Canadian Tides and Water Levels Data Archive. RSLR for the 1969-2012 period was computed by simple linear regression from monthly mean water levels, after rejecting months with less than 350 valid hours and removing seasonal trends defined on years with twelve valid months.

Surface area evolution of the marsh

From the 1975-2008 period, surface area evolution of the marsh was investigated using polygons traced on five-georeferenced aerial photographs (1975, 1986, 1993, 2004, and 2008) in ArcGIS. Surface area evolution of the different marsh sectors was also investigated. The supratidal limit from the marsh, based on the latest 2008 photograph, was considered fix through years because of no human actions, a steep supratidal slope (mainland side), and a lack of visual contrasts. Therefore, surface area evolution is based on lateral movements of the outer marsh edge.

1.2.4 Results

Spatial distribution of surface sediments

The interpolated maps of the 94-lagoon and the 210-marsh surface sediment sampling sites depict spatial similarity patterns or differences between the sediment variables with regard to the DEM (Figure 4). On the marsh, mean grain size is generally finer (averages

between 5.4 ϕ and 6.8 ϕ), mud content higher (averages between 62.7 % and 82.9 %), and organic matter content higher (averages between 28.2 % and 34.0 %) at the north side of the lagoon (*i.e.* the Northwest, North, Northeast, and East sectors) compared to the south side of the lagoon (*i.e.* the South and Southwest sectors), the Islands sector, and the Lagoon (Table 1, Figure 4). On the interpolated maps, mean grain size shows spatial similarity patterns with mud content (Figures 4b and 4c), while organic matter content better follows the DEM (Figures 4a and 4d), but all three spatial distributions of the sediment variables are nearly identical. Mean grain size generally becomes finer with distance to the lagoon at the North sector, while mud content increases, but this trend does not completely exist in the high marsh of the South sector, probably because of the high sand content close to the peninsula. With distance to the lagoon inlet, the eastern lagoon has a finer mean grain size, higher mud content, and slightly higher organic matter content.

Table 1: Mean grain size (ϕ), mud content (%), and organic matter content (%) statistics (*i.e.* sample size, minimum, maximum, and average) for the different marsh sectors and the lagoon.

Sectors	n	Mean grain size			Mud content			Organic matter content		
		min	max	aver.	min	max	aver.	min	max	aver.
Northwest	7	1.7	7.1	5.1	4.3	100.0	64.0	11.2	65.6	34.0
Islands	36	1.0	6.8	4.7	3.0	77.3	49.6	0.9	35.1	15.5
North	59	2.9	7.6	6.2	18.3	100.0	73.2	6.8	85.5	28.2
Northeast	7	5.5	7.8	6.8	58.7	98.9	82.9	18.0	59.6	29.3
East	30	1.3	7.7	5.4	3.9	98.3	62.7	1.3	69.5	33.4
South	54	-0.0	6.4	3.9	3.4	94.3	38.8	3.1	79.0	28.1
Southwest	17	1.3	5.2	2.1	0.5	60.5	9.9	0.7	40.1	11.8
Lagoon	94	-1.5	6.6	2.2	0.0	72.2	10.8	0.0	0.2	0.0

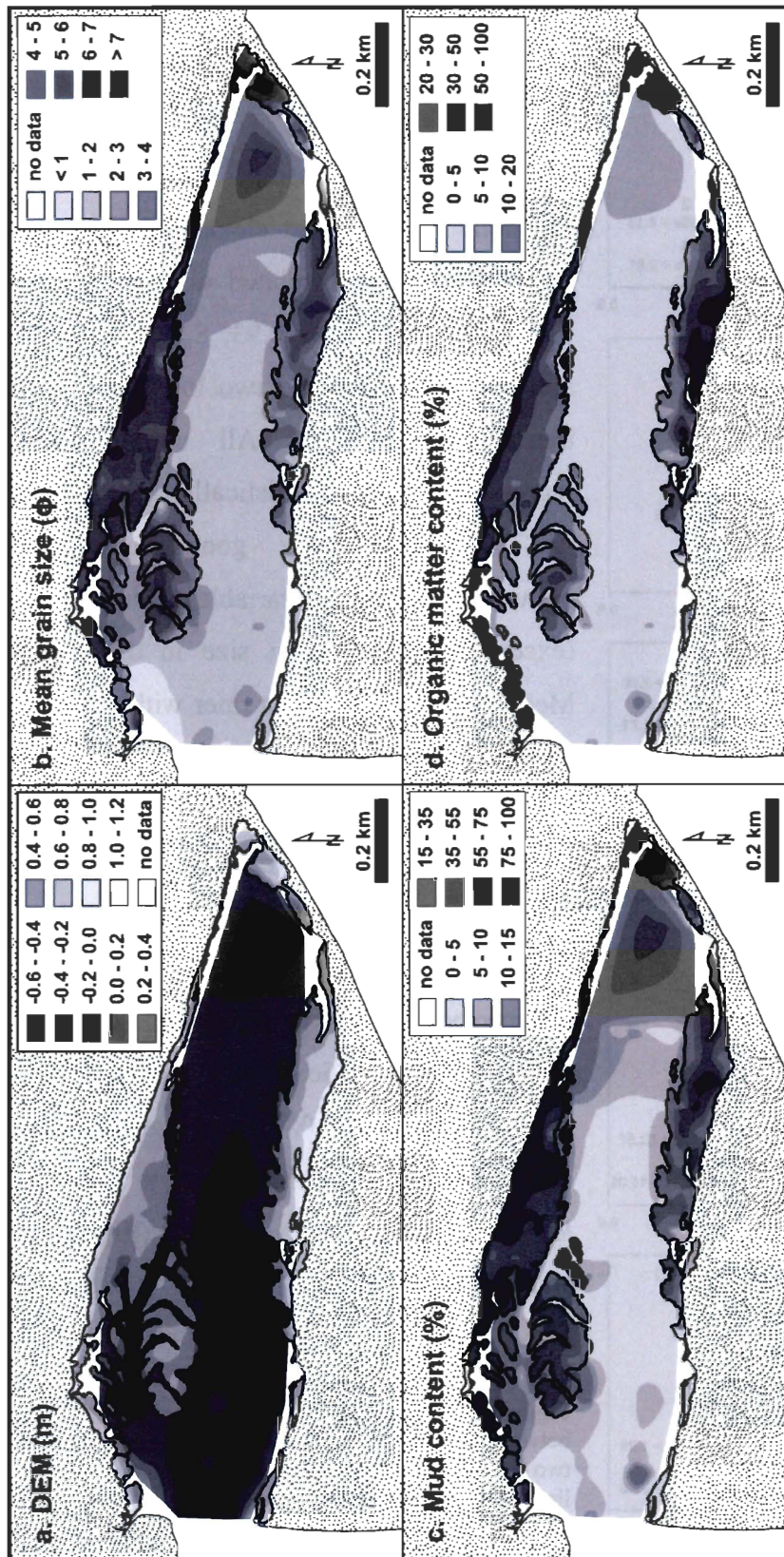
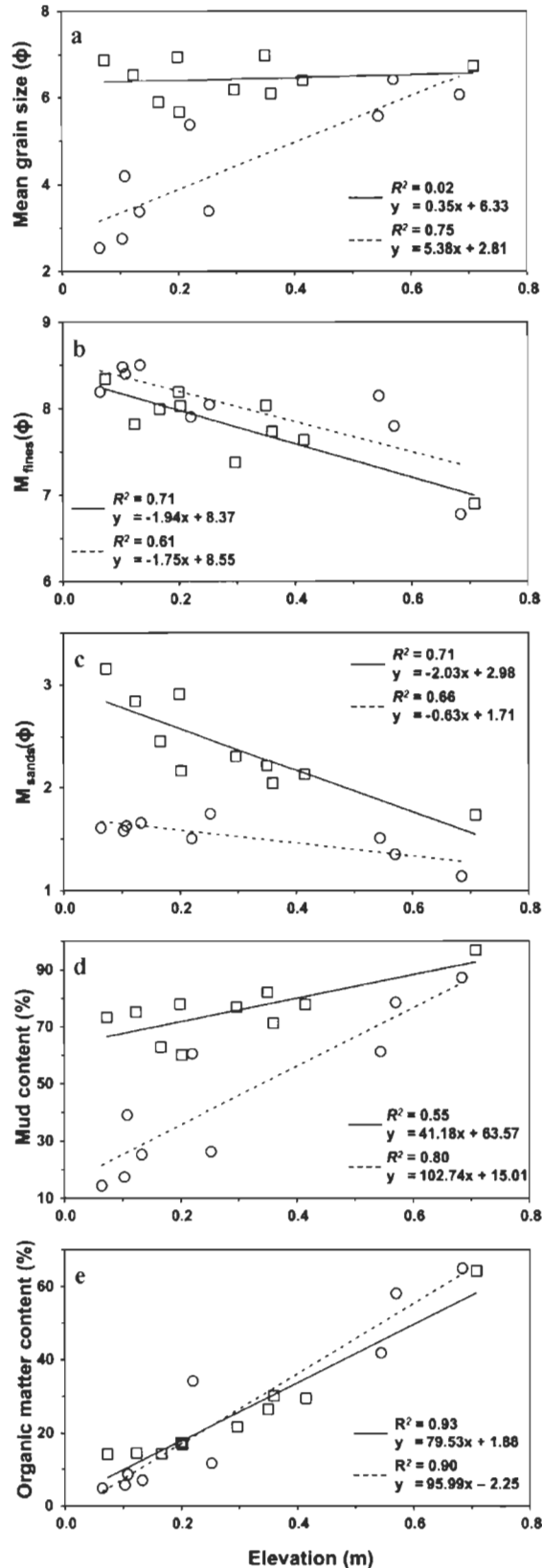


Figure 4: (a) Digital elevation model (DEM) and spatial distribution of the sediment variables: (b) mean grain size, (c) mud content, and (d) organic matter content.



Sediment variability along the two low-high marsh transects (N_{trans} and S_{trans})

Local relationships between the sediment variables and elevation, which are highly positively correlated with distance to the lagoon (N_{trans} $R^2 = 0.93$, S_{trans} $R^2 = 0.89$), are presented along the two low-high marsh transects (Figure 5). All simple linear regressions are statistically significant ($p < 0.05$) and show good correlations between the sediment variables and elevation (except for mean grain size in the N_{trans}). Mean grain size becomes finer with elevation in the S_{trans} ($R^2 = 0.75$), while it is inconclusive in the N_{trans} (worst correlation, $R^2 = 0.02$) (Figure 5a). Inversely, m_{fines} (N_{trans} $R^2 = 0.71$, S_{trans} $R^2 = 0.61$) and m_{sands} (N_{trans} $R^2 = 0.71$, S_{trans} $R^2 = 0.66$) exhibit an unexpected coarsening trend with elevation (Figures 5b and 5c). Mud content (N_{trans} $R^2 = 0.55$, S_{trans} $R^2 = 0.80$) and organic matter content (best correlation, N_{trans} $R^2 = 0.93$, S_{trans} $R^2 = 0.90$) increase with elevation (Figures 5d and 5e).

Figure 5: Simple linear regressions show relationships between the sediment variables and elevation along the two low-high marsh transects (N_{trans} = squares and solid lines, S_{trans} = circles and dashed lines): (a) mean grain size, (b) m_{fines} , (c) m_{sands} , (d) mud content, and (e) organic matter content.

Multiple linear regressions

Multiple linear regressions from the marsh sector sites generally show better coefficients of determination (adjusted R^2) and standardized coefficients compared to all marsh sites (Table 2). Furthermore, regressions from the separated means exhibit better R^2 for m_{fines} (except in the South and Lagoon sectors), but poor R^2 for m_{sands} (except for the Islands sector) compared to mean grain size. For all marsh and the marsh sectors, best R^2 are associated with organic matter content (R^2 between 0.58 and 0.80), while the worst R^2 are associated with m_{sands} , except for the Islands sector (R^2 between 0.08 and 0.23 without the Islands sector, Table 2). The Lagoon sector presents the overall poorest R^2 (from 0.04 to 0.16) with distance to lagoon inlet as the only influential parameter, possibly because vegetation cover (mostly eelgrass) was not recorded in the field.

Relationships found between the environmental parameters and the sediment variables vary throughout the sectors, but distance to lagoon inlet, distance to lagoon, elevation and distance to sediment source are the most frequent and influential parameters (Table 2). Whether for all marsh or for some marsh sectors, mean grain size exhibits a fining trend, m_{fines} a coarsening trend, mud content an increasing trend, and organic matter content an increasing trend with distance to lagoon, distance to sediment source, and distance to lagoon inlet (Table 2). Surprisingly, mean grain size, m_{fines} , and m_{sands} become coarser with elevation (but mean grain size becomes finer with the distance parameters), and mud content decreases with elevation (but it increases with the distance parameters), although the opposite situation was expected. For the Lagoon sector, mean grain size, m_{fines} , and m_{sands} become finer only with distance to lagoon inlet, while mud content increases with distance to lagoon inlet and proximity to marsh (Table 2).

The vegetation parameters (*i.e.* vegetation height, vegetation cover, and Shannon's biodiversity index) have less importance than expected: mud content and organic matter content show few correlations as positive standardized coefficients with vegetation cover and vegetation height, while mean grain size, m_{fines} , and m_{sands} show less correlations with

Table 2: Multiple linear regressions show relationships (as standardized coefficients, $p < 0.05$) between the sediment variables and the environmental parameters for all marsh and the different sectors.

Sediment variables	Sectors	Adjusted R^2	n	Elevation	Distance to lagoon	Distance to sediment source	Distance to lagoon inlet	Vegetation height	Vegetation cover	Shannon's bio. index	Surface microtopo. index
Mean grain size	All marsh	0.15	203	-0.38	0.25	0.17	0.21			-0.14	
	Islands	0.12	32						0.39		
	North	0.06	57		0.28						
	East	0.33	30	-0.41			0.67				
	South	0.35	49			0.60					
	Lagoon	0.13	92				0.37				
M_{fines}	All marsh	0.22	203	-0.28	-0.25						
	Islands	0.26	32	-0.42					-0.46		
	North	0.54	57	-0.56			0.34				0.20
	East	0.49	30		-0.30	-0.45	-0.29				
	South	0.32	51		-0.58						
	Lagoon	0.09	92				0.32				
M_{sands}	All marsh	0.08	203	-0.29							
	Islands	0.47	34	-0.46					0.35	-0.39	
	North	n.a.	57								
	East	0.23	30							-0.50	
	South	0.13	49					-0.39			
	Lagoon	0.04	92				0.22				
Mud content	All marsh	0.18	201	-0.32	0.24	0.30	0.22			-0.13	
	Islands	0.37	32		0.45				0.60		
	North	0.22	56					0.39			-0.31
	East	0.24	30				0.55				
	South	0.52	49			0.72	0.28				
	Lagoon ^a	0.16	92		-0.22 ^b		0.30				
Organic matter content	All marsh	0.58	202	0.23	0.31	0.27	0.12	0.16			
	Islands	0.58	35		0.70				0.36	-0.33	
	North	0.80	56	0.51	0.23		-0.26	0.36			-0.17
	East	0.70	29		0.48	0.43	0.45				
	South ^a	0.59	50		0.59	0.39	0.34				
	Lagoon	n.a.	92								

^a transformed values (natural logarithm) of the sediment variable^b distance to marsh

these two vegetation parameters. In parallel, mean grain size, m_{sands} , mud content, and organic matter content show few correlations as negative standardized coefficients with Shannon's biodiversity index (Table 2). Finally, the surface microtopography index is the poorest parameter influencing the sediment variables and it only affects the North sector, which has the most rugged topography: m_{fines} tends to become finer with a rugged topography, while mud content and organic matter content tend to increase with a planar topography (Table 2).

Sediment cores and AMS radiocarbon datings

Sediments of the ten marsh cores collected in July 2010 are divided in four general facies named F1 to F4 downward:

F1 facies: This surface facies is less than 10 cm deep and represents the latest sediment accumulation of the marsh (Figure 6b). It is characterised by an undecomposed litter with abundant roots, and its colors vary from black to very dark grey (Figure 6c). It is mostly composed of mud to sandy mud with sometimes apparent muddy-sand layers (*e.g.* density peaks in CP2 and CP5, Figure 6a). Mud content (45 % in CP2 and 90 % in CP7) and organic matter content (20 % in CP2 and 45 % in CP7) reach their highest levels (Figure 7), while bulk density is inversely at its lowest (700-1100 kg/m³, Figure 6a). Mean grain size in CP2 ranges between 4.6 ϕ and 2.2 ϕ , while in CP7 it ranges between 7.4 ϕ and 6.0 ϕ (Figure 7).

F2 facies: This subsurface facies lies between 5-10 cm and 20-45 cm deep and can almost reach 40 cm in thickness (in CP6, Figure 6b). It represents the long-term sediment accumulation of a well-established marsh. It is characterised by an undecomposed to semi-decomposed litter with many roots (but less than the F1 facies), and its colors vary from grey to brown (Figure 6c). It is generally composed of sandy mud to muddy sand with a variable, but a progressive downward increase in bulk density (Figure 6a). Sometimes, thin layers or thick-chaotic layers of muddy sand to slightly gravelly-muddy sand are found

(*e.g.* density peaks in CP2, CP3, CP9, and CP10, Figure 6a). Mean grain size in CP2 ranges between 4.2ϕ and 1.7ϕ , while in CP7 it ranges between 5.7ϕ and 3.5ϕ (Figure 7).

F3 facies: This bottom marsh facies lies between 7 cm (in CP4 because of no F2 facies) and 72 cm deep and can reach more than 40 cm in thickness (in CP7, Figure 6b). It represents the progressive mud and organic matter accumulations to a newly established pioneer marsh. It is characterised by a semi-decomposed to decomposed litter with few or no roots, and its colors vary from brown to grey (Figure 6c). It is mostly composed of muddy sand to slightly gravelly-muddy sand with continuity of the downward increase in bulk density from the F1-F2 facies. Thick-interbedded coarse to fine sediment layers can be observed suggesting oscillation in sediment dynamics during marsh establishment (*e.g.* in CP7 and CP9, Figure 6a). Mean grain size in CP2 ranges between 2.0ϕ and 0.6ϕ , while in CP7 it ranges between 5.4ϕ and 3.6ϕ (Figure 7).

F4 facies: This mostly grey-coloured facies represents the underlying sand (Figure 6b and 6c). Bulk density is at its highest level ($2000\text{-}2100 \text{ kg/m}^3$, Figure 6a), mud content is very low ($< 5 \%$ in CP2 and CP7) with no organic matter content, and mean grain size is generally coarser than 2ϕ (Figure 7).

For each core, bulk density progressively decreases toward the surface (from top F4 to F1, Figure 6a) and, in cores CP2 and CP7, mean grain size becomes finer, mud content increases, and organic matter content also increases toward the surface (Figure 7). Marsh facies (F1 + F2 + F3) have in all cores less than 72 cm in thickness, suggesting at most a few hundred years of fine sediment accumulation (Figure 6b, Table 3). CP6 shows the thickest accumulation of marsh sediments, followed by CP1, CP3, and CP7, whereas CP4 at the highest elevation inversely shows the smallest accumulation of marsh sediments. CP2 and CP3 on the isthmus (East sector), and CP9 and CP10 on the Islands sector display several interbedded coarse sediment layers or thick-chaotic coarse sediment layers (Figure 6a). In the North sector, CP8 to CP6 exhibit a gradual increase in the marsh thickness

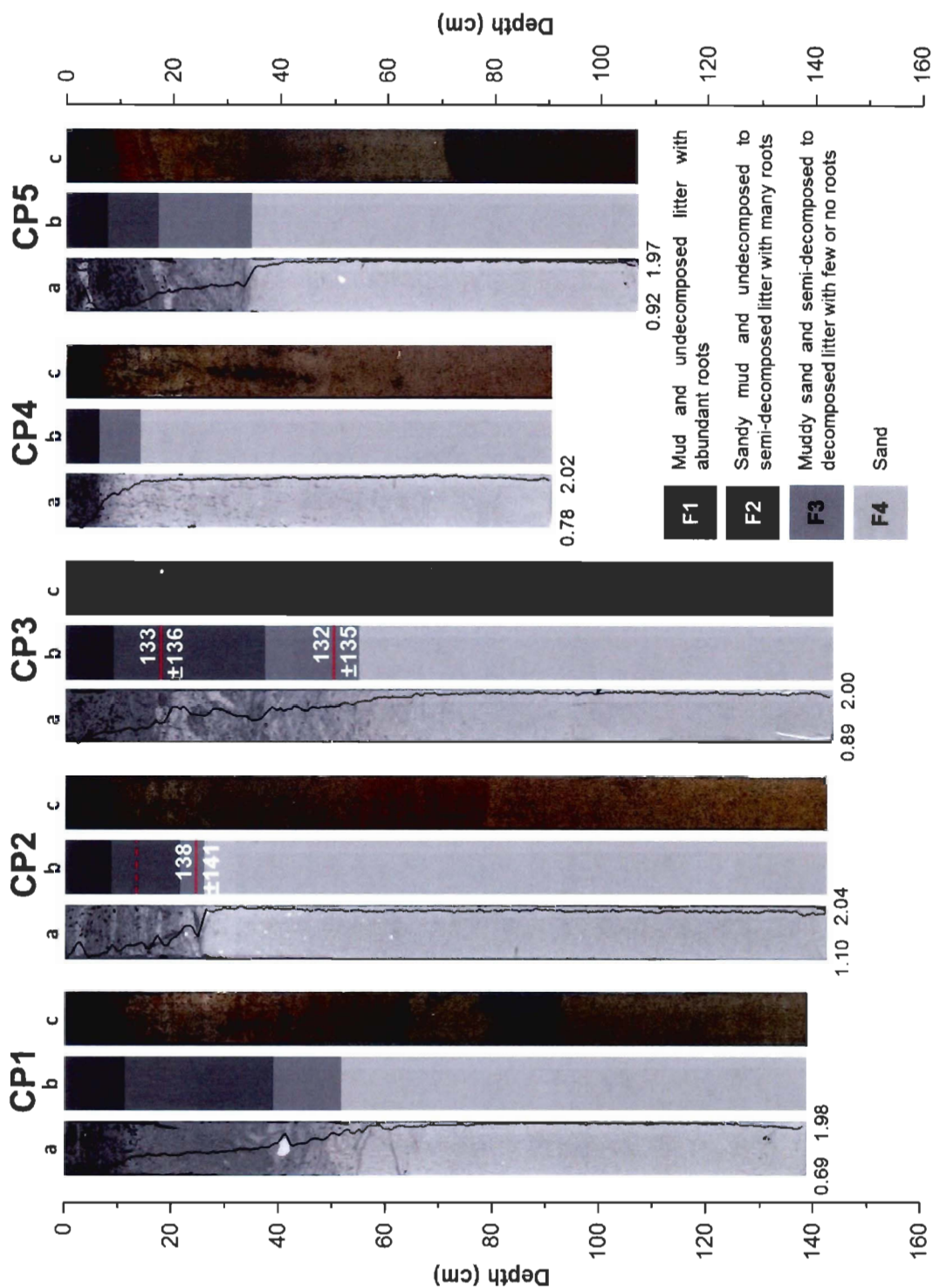
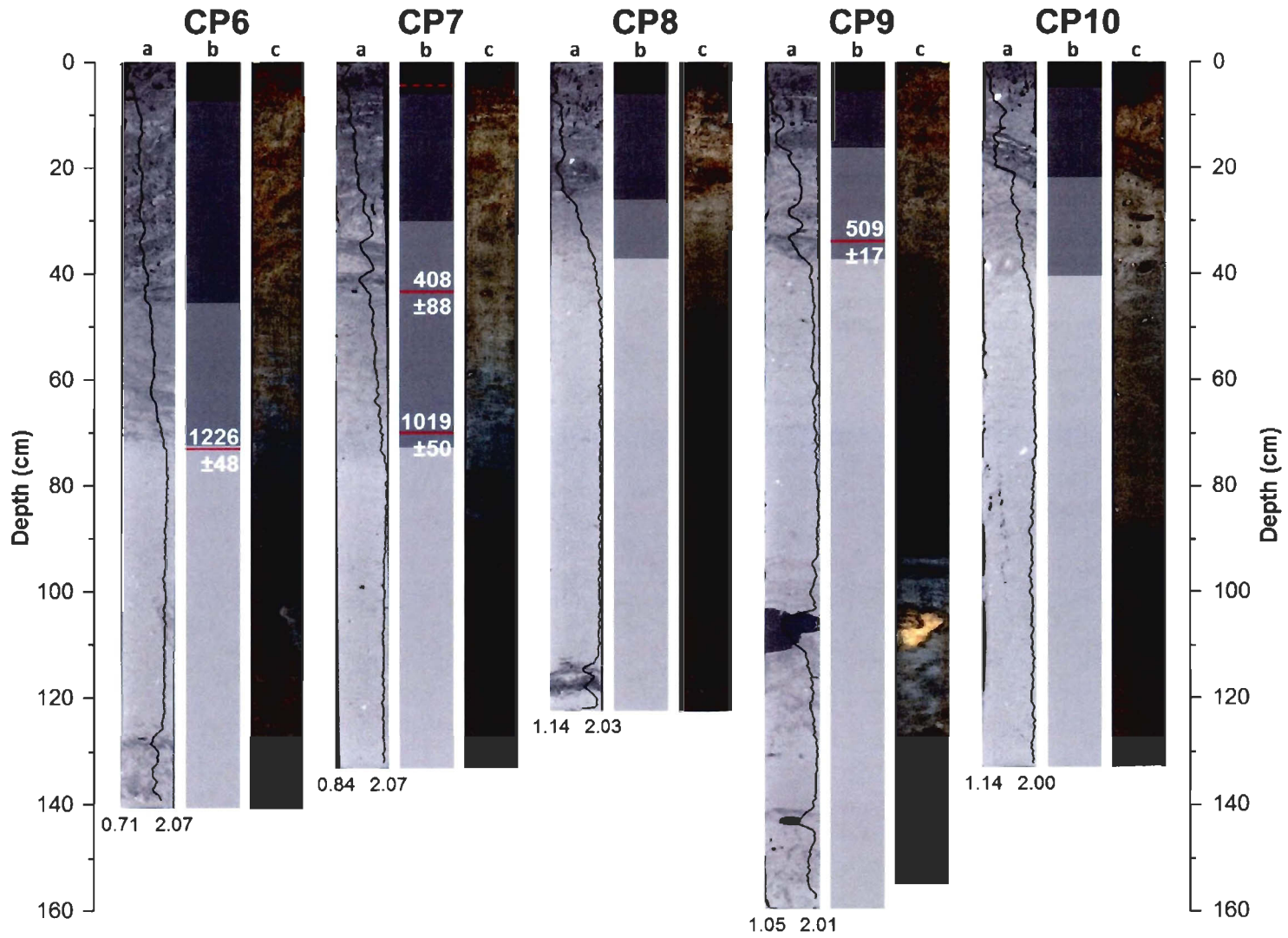


Figure 6: CP1-CP10 cores from the Penouille marsh: (a) sediment core radiographs and superimposed density profiles ($\times 1000 \text{ kg/m}^3$), (b) F1-F4 facies with depth of AMS radiocarbon ages (cal BP, solid lines) and ¹³⁷Cs peak of 1963 (dashed lines), and (c) sediment core photographs.

Figure 6 (continued)



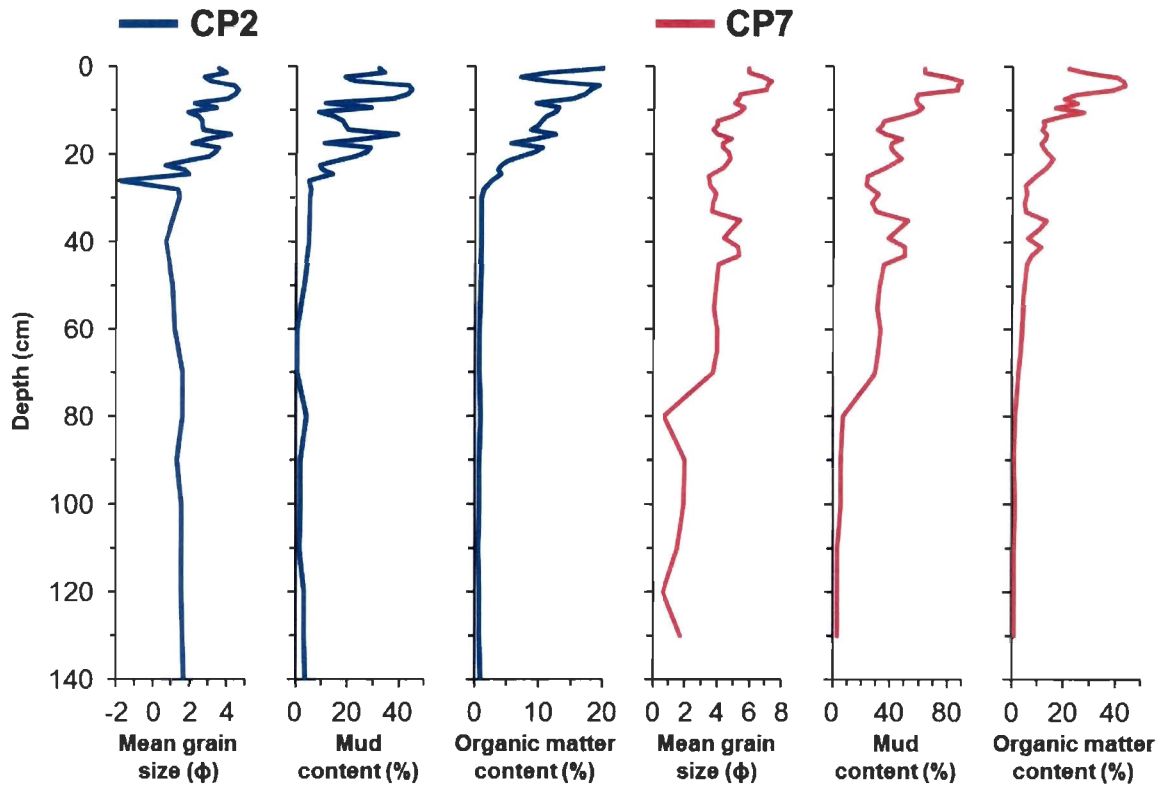


Figure 7: Vertical profiles of mean grain size, mud content, and organic matter content for both CP2 (blue lines) and CP7 (red lines) cores.

(combination of F1 + F2) with distance to the lagoon and with elevation, while in the South sector CP5 to CP4 substantially decrease in marsh thickness (Figure 6b).

AMS radiocarbon dating was performed on seven small wood fragments. The resulting AMS ^{14}C uncalibrated ages and calibrated ages are presented in Table 4. The oldest AMS ^{14}C dating is from CP6 (depth = 73 cm, top of the F4 facies) and indicates an age of 1226 ± 48 cal BP, while the second oldest AMS ^{14}C dating is from CP7 (depth = 65 cm, base of the F3 facies) and indicates an age of 1019 ± 50 cal BP. Another AMS ^{14}C dating on *in situ* plant fragments, collected from the bottom of the marsh sequence near the CP1 site, gives an age of 879 ± 78 cal BP (990 ± 20 BP : UGAMS-9847, Bernatchez *et al.*, 2013). Two other AMS ^{14}C datings in CP9 (depth = 34 cm) and in CP7

(depth = 43.5 cm) indicate ages of 509 ± 17 cal BP and 408 ± 88 cal BP, respectively. Despite different depths, younger AMS ^{14}C datings from CP2 and CP3 indicate similar ages of 130-140 cal BP with very large standard errors, which make them inaccurate.

Table 3: Elevation and length of the ten sediment cores with the total thickness of F1 + F2 facies and F1 + F2 + F3 facies.

Core	Elevation (m)	Length (m)	Thickness of F1 + F2 (m)	Thickness of F1 + F2 + F3 (m)
CP1	0.747	1.389	0.39	0.51
CP2	0.345	1.423	0.21	0.26
CP3	0.571	1.435	0.37	0.54
CP4	0.763	0.917	0.06 ^a	0.14 ^a
CP5	0.519	1.070	0.17	0.34
CP6	0.615	1.405	0.45	0.72
CP7	0.545	1.328	0.30	0.72
CP8	0.382	1.220	0.26	0.37
CP9	0.450	1.600	0.16	0.37
CP10	0.408	1.333	0.21	0.40

^a no F2 facies

Vertical accretion rates and RSLR

The accretion rates calculated from AMS radiocarbon datings are shown in Table 4. The CP6, CP7, and CP9 accretion rates from AMS ^{14}C datings range between 0.35 and 1.0 mm/year with very small standard errors, while the CP2 and CP3 accretion rates from AMS ^{14}C datings range between 1.9 and 5.4 mm/year with very large standard errors. From radiometric measurements, the ^{137}Cs peak of atmospheric nuclear testing in 1963 is found at a depth of 13.5 cm in CP2 and 4.5 cm in CP7, which gives accurate accretion rates of 2.9 ± 0.1 mm/year and 1.0 ± 0.1 mm/year, respectively.

The RSLR from the Rivière-au-Renard tide gauge for the 1969-2012 period is shown in Figure 8. Despite the general RSLR of 0.98 ± 0.82 mm/year, a distinct downward trend of -3.16 ± 1.57 mm/year in the first half of the series until 1990 followed by an accelerated rise of 3.74 ± 1.89 mm/year are also visible. However, due to a post-glacial readjustment, difference in the crustal movements between Rivière-au-Renard and Penouille gives at Penouille an additional increase of the RSLR estimated to about 0.4 mm/year using maps of Gehrels *et al.* (2004) and Koohzare *et al.* (2008). Therefore, the RSLR at Penouille would be evaluated to 1.4 ± 0.7 mm/year for the 1969-2012 period, and the accelerated rise for the 1991-2012 period to 4.2 ± 1.1 mm/year.

Table 4: AMS radiocarbon datings (uncalibrated and calibrated AMS ^{14}C ages), ^{137}Cs datings, and accretion rates for the sediment cores.

Core	Lab ID	Material dated	Weight (g)	Depth (cm)	AMS ^{14}C age BP $\pm 1\sigma$	AMS ^{14}C age cal BP $\pm 2\sigma$	Accretion rate (mm/year)
CP2	GA120223-S233	^{137}Cs peak of 1963	n.a.	13.5	n.a.	n.a.	2.9 ± 0.1
CP7	GA120206-S204	^{137}Cs peak of 1963	n.a.	4.5	n.a.	n.a.	1.0 ± 0.1
CP2	UCIAMS-108350	wood	0.75	24.0	140 ± 20	138 ± 141	5.4 ± 5.1^a
CP3	UCIAMS-108351	wood	0.29	18.0	125 ± 20	133 ± 136	1.9 ± 1.3
CP3	UCIAMS-108352	wood	3.92	50.0	120 ± 20	132 ± 135	5.2 ± 3.6
CP6	UCIAMS-108353	wood	0.03	73.0	1280 ± 20	1226 ± 48	0.6 ± 0.0
CP7	UCIAMS-108354	wood	0.68	43.5	365 ± 20	408 ± 88	1.0 ± 0.2^b
CP7	UCIAMS-108355	wood	1.85	65.0	1130 ± 20	1019 ± 50	0.35 ± 0.0^c
CP9	UCIAMS-108356	wood	1.63	34.0	450 ± 20	509 ± 17	0.6 ± 0.0

^a accretion rate from 24 cm to 13.5 cm depth in CP2

^b accretion rate from 43.5 cm to 4.5 cm depth in CP7

^c accretion rate from 65 cm to 43.5 cm depth in CP7

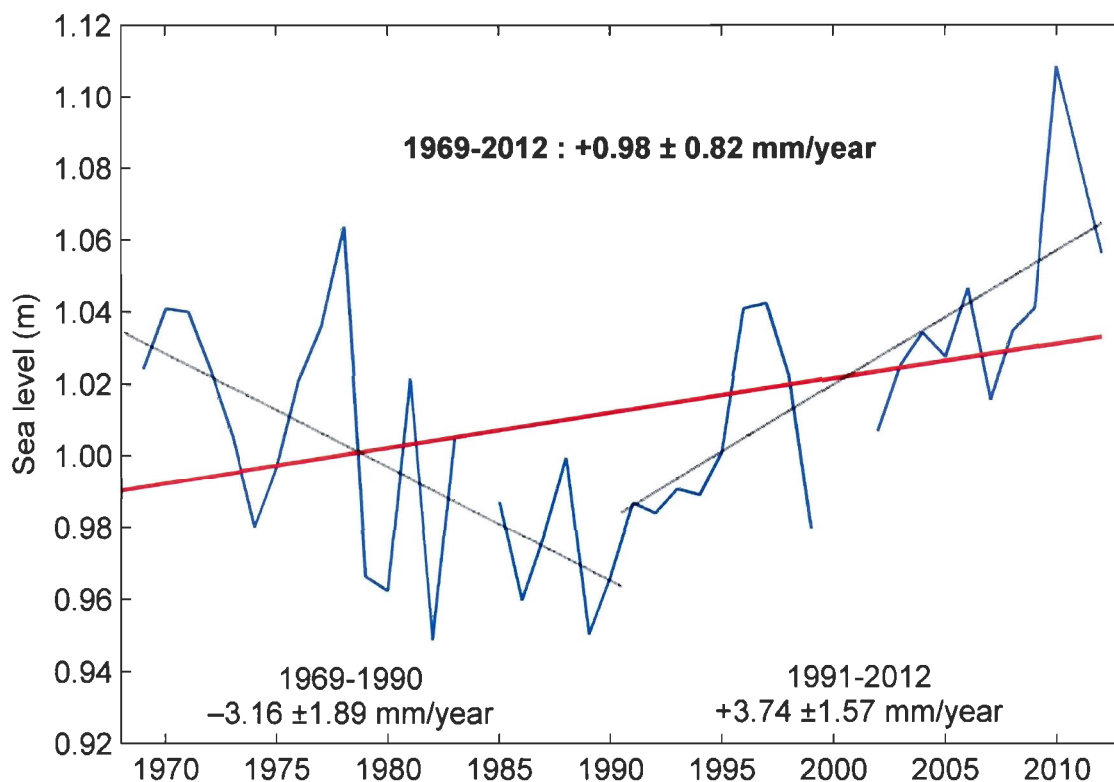


Figure 8: RSLR (period of 1969-2012, 1969-1990, and 1991-2012) from the Rivière-au-Renard tide gauge.

Surface area evolution of the marsh

The analysis of five georeferenced aerial photographs (1975, 1986, 1993, 2004, and 2008) shows that the total marsh area of Penouille has experienced since 1975 a small loss of about 3 %, which represents a mean annual loss of $-220 \pm 28 \text{ m}^2/\text{year}$ ($p < 0.05$, Figure 9). The Northwest, Islands, North, and East sectors are the most affected with losses of 10.9 %, 8.8 %, 0.9 %, and 2.4 %, respectively, while the Northeast, South, and Southwest sectors have experienced variability through years without significant trends (Figure 10).

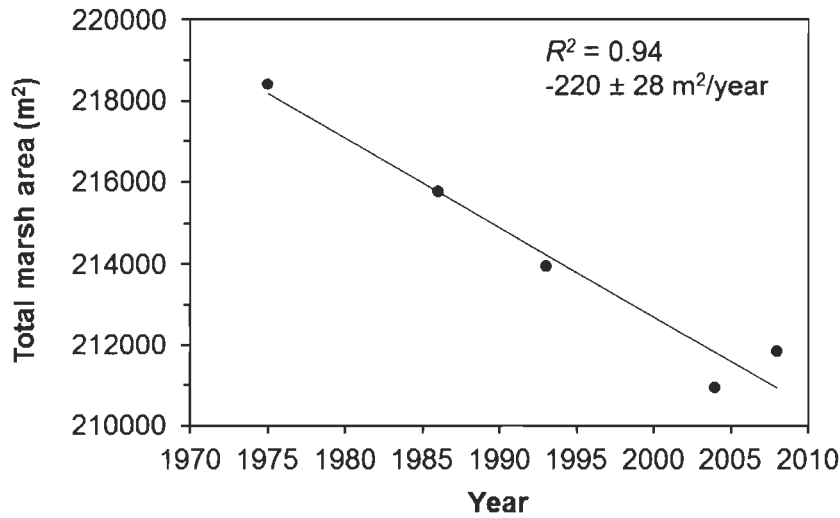


Figure 9: Evolution of the total marsh area from 1975 to 2008.

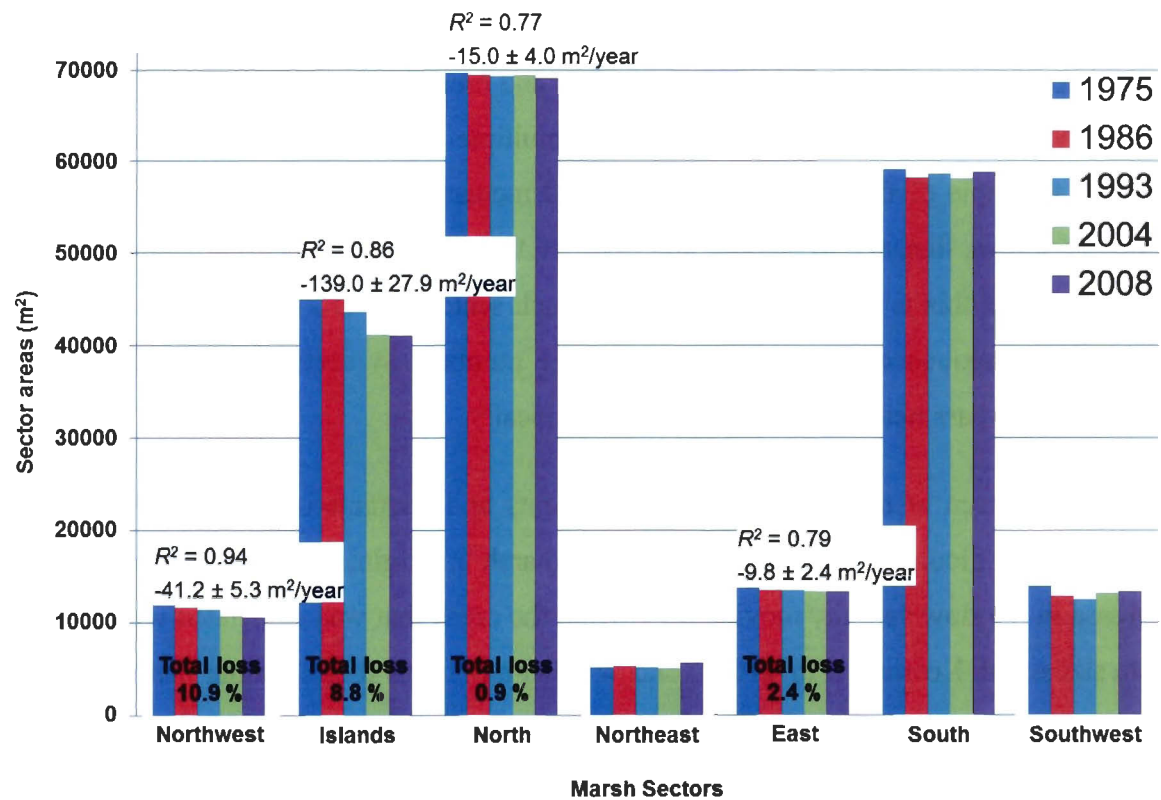


Figure 10: Surface area evolution of the marsh sectors from 1975 to 2008. Significant loss trends ($p < 0.05$) are found in the Northwest, Islands, North, and East sectors.

1.2.5 Discussion

Influence of environmental parameters on spatial distribution of surface sediments

The main sediment source of the Penouille lagoon and marsh is the lagoon inlet. Another sediment source is the Ascah River, which deposits coarse sediments (*i.e.* sands to pebbles, $< 1 \phi$) near the inlet (Figure 4b). Tidal currents are strongest at the lagoon inlet, and decrease as the water moves forward into the lagoon. Accordingly, grain size undergoes a fining trend and mud content increases with distance to the inlet (Table 2). Several eelgrass beds existing in the lagoon contribute to the flow reduction and the deposition of fine sediments, especially the largest eelgrass bed at the eastern lagoon end.

When the flood inundates the marsh, a second more rapid flow reduction occurs due to the vegetation roughness. Coarser particles settle more rapidly and finer particles are brought farther into the marsh interior. As a result, grain size tends to decrease and mud content to increase with distance to marsh edges and creek banks (Allen, 1992a; Friedrichs and Perry, 2001). Sediment patterns from our multiple linear regressions generally agree with the principle of fining mean grain size and increasing mud content with distance to sediment source, distance to lagoon, and distance to lagoon inlet when the entire marsh is considered, but this is not always apparent in each sector (Table 2). This last observation may be a consequence of the small sample size numbers by sectors, which allow other environmental parameters to be more influential locally.

Christiansen *et al.* (2000) measured currents and characterized grain size along a transect perpendicular to a creek in a mesotidal marsh in Virginia. Their findings showed a decrease in the flow velocity moving away from the creek that was associated with a fining grain size trend. Kearney *et al.* (1994) and Ward *et al.* (1998) found similar patterns in two other microtidal marshes of the Chesapeake Bay: the sediments were the coarsest at the outer marsh edge, they were substantially finer at the creek banks, and there was a slower fining toward the marsh interior. From their experiments, the fining trend of grain size was also linked with an increase in mud content and organic matter content. Connexion between

mean grain size, mud content, and organic matter content is also found at Penouille marsh, as evidenced by the linear regressions and the distribution maps of surface sediments that show similar trends (Figures 4 and 5, Table 2).

In general, elevation gradually increases with distance to the lagoon; the reduction of tidal prism and the current slowdown should make only finer particles to reach higher levels. At a more local scale, our two low-high marsh transects exhibit the expected patterns: mean grain size undergoes a fining trend with elevation in the S_{trans} (but it is not conclusive in the N_{trans}) and mud content increases with elevation in both transects (Figures 5a and 5d). However, m_{fines} and m_{sands} undergo an unexpected coarsening trend with elevation in both transects (Figures 5b and 5c). Furthermore at a marsh-wide scale and in some sectors, m_{fines} and m_{sands} also exhibit the coarsening trend with elevation, but in contrast to the transects, mean grain size and mud content surprisingly exhibit the opposite trend with elevation (Table 2).

What causes the coarsening trend of grain size with elevation over the entire marsh? Our field observations and understanding of the sediment transport mechanisms at Penouille suggest that aeolian sand and ice rafting can overshadow sediment patterns resulting from tidal currents and waves. In the high marsh zone adjacent to the peninsula and the isthmus, bare sand areas and sand dunes are potential sediment sources of aeolian sand. A sand strip found in front of 1-m scarps at the isthmus zone and Southwest sector suggests occasional wave erosion of these sandy scarps, and sand may be transported into the marsh by wind or backwashes. Rodriguez *et al.* (2013) highlighted the significant contribution of aeolian sand to the vertical accretion in backbarrier marshes, especially close to washover fans and high elevation sand dunes. French and Spencer (1993) also reported aeolian sand deposits in high marsh areas close to sand dunes, which increase the sand fraction. Ice rafting also transports coarser sediments from the lagoon and creeks into the marsh surface as far as the upper high marsh limit (Argow *et al.*, 2011). Another possible factor might be bioturbation, which can transport sediment from the underlying

sand upward by the benthic fauna and plant roots, especially in the thin high marsh close to the peninsula (*e.g.* < 14 cm thick in CP4, Figure 6).

According to our linear regressions, organic matter content increases with marsh elevation (as inundation frequency decreases and tidal prism diminishes), distance to lagoon, distance to sediment source, and distance to lagoon inlet (Figure 5e, Table 2). Bai *et al.* (2005) showed that organic matter content is positively correlated with clay content and plant litter, which are supposed to be in greater concentration in high marsh areas. Relationship between clay content ($> 9 \phi$) and elevation was tested in our data, but it showed large variability and poor correlation. This suggests that organic matter content is here rather linked with the plant litter than with the clay content. Grass species such as *J. gerardii* and *S. patens* have an important litter productivity in the high marsh, which increases the local accumulation of organic matter and the subsequent organic fraction in sediments (Friedrichs and Perry, 2001). At Penouille, this is indirectly supported by few positive correlations (*i.e.* positive standardized coefficients) with vegetation height and vegetation cover (Table 2).

In the Yangtze Delta, Yang *et al.* (2008) found a fining grain size trend associated with an increased vegetation index (*i.e.* the product of vegetation height and vegetation cover). However at Penouille marsh, these two vegetation parameters and also the Shannon's biodiversity index are not really successful in predicting spatial distribution of surface sediments, although some correlations were found (Table 2). French and Spencer (1993) found sediment variability between the different plant communities; therefore, it is likely that undertaking correlation tests between surface sediments and plant morphology types rather than plant biodiversity index would have been more conclusive.

The surface microtopography index is also unefficient to predict surface sediment distributions according to our multiple linear regressions (Table 2), and it only contributes for the North sector, which has the most rugged topography. Areas in the low marsh and close to the outer marsh edge at Penouille are normally characterised by a rugged

topography. Despite few correlations show a decreasing trend in mud content with rugged topography, we would also have expected a coarsening trend in mean grain size with a rugged topography.

Sediment cores, AMS radiocarbon datings, and marsh development

Marsh sediment thickness in the ten cores and AMS radiocarbon datings at marsh-sediment base allow us to depict the marsh establishment and development at different sectors. We consider that combined together, the F1 and F2 facies represent the well-established marsh, while the underlying F3 facies corresponds to the progressive mud and organic matter accumulations to a newly established pioneer marsh (Figure 6b). The upward fining trends from our bulk density (Figure 6a) and mean grain size (Figure 7) profiles demonstrate the progressive transition from a higher energy lagoon to a lower energy salt marsh (Oertel *et al.*, 1989).

The thickest marsh accumulations are found, in decreasing order, in cores CP6, CP1, CP3, and CP7, which probably indicate the longest marsh accumulations and the oldest marsh establishments (Figure 6). These thick marsh accumulations and the upward decrease in bulk density from F3 to F1 facies suggest a transition stage from bare sand/lagoon to low or high marsh (elevation and position in the marsh are important to consider). On the opposite, the CP4 core located at high elevation has the lowest marsh thickness. Many terrestrial uplands or wetland forests at the Virginia Coast Reserve have transited to organic high marsh because of landward migration due to sea-level rise (Brinson *et al.*, 1995). Thus, absence of the F2 facies and high elevation of the underlying sand at the CP4 site suggest that high marsh vegetation has rapidly colonised sandy area previously inhabited by supratidal vegetation.

The two oldest AMS ^{14}C datings from CP6 and CP7 suggest that the Penouille marsh colonization began at the North sector around 1200-1000 cal BP (Figure 6, Table 4). From another AMS ^{14}C dating on *in situ* plant fragments of the basal marsh sediments, the marsh colonized the eastern East sector around 900 cal BP (Bernatchez *et al.*, 2013), which

probably coincides with the marsh establishment at the CP1 and CP3 sites. The CP3 core exhibits a thick-chaotic sand layer at 20-25 cm depth, which suggests an important backwash or overwash from the isthmus around 200 cal BP. This event could also coincide with the marsh establishment at the CP2 site. The AMS ^{14}C dating from CP9 indicates the marsh colonization of the Islands sector around 500 cal BP. With the flood delta nearby, we believe that this marsh sector was established on crest remnants of the flood delta during the sand spit evolution, as has been observed before by Oertel and Woo (1994) in a similar backbarrier marsh of the east coast of U.S.A.

Recent, mid-term, and long-term accretion rates in response to the RSLR

Between 2010 and 2012, Neumeier and Gibeault (2013) measured accretion rates from accretion plates at 29 sites in the Penouille marsh. These 22 months of accretion measurements gave an annual mean rate of 3.0 ± 4.7 mm/year (individual sites ranging from -1.8 to 20.0 mm/year), or 1.6 ± 1.9 mm/year (from -1.8 to 6.7 mm/year) without deposited mats of marsh sediments, which greatly boost rates locally. However, the former mean rate better reflects the global sedimentation processes occurring at Penouille, which also include ice-related processes. The role of ice rafting as an important sediment contributor for salt marshes in cold regions is now well acknowledged (Dionne, 1989; Dionne, 1993; Pejrup and Andersen, 2000; Argow *et al.*, 2011), and it would outweigh on the high marsh the sedimentation from tide carrying particles (Van Proosdij *et al.*, 2006b).

Storm events contribute to deliver sediment pulses, which are very important for the vertical build-up of microtidal marshes facing the RSLR (Stumpf, 1983; Roman *et al.*, 1997; Friedrichs and Perry, 2001). Stumpf (1983) reported sand laminae in sediment cores that he readily attributed to major storm events. He also argues that normal tides are insufficient to maintain an adequate marsh elevation against the local RSLR, and that major storm deposits are necessary at a frequency of one or two per year. At Penouille for example, muddy-sand laminae of 2-3 cm thick found in the top 5 cm of the CP2 and CP5

cores (Figure 6a) suggest coarse deposits from a major storm event, although an ice-rafted origin is also possible.

Oertel *et al.* (1989) found sand lenses and interbedded coarse to fine sediment layers in a core taken close (10-15 m) to the sandy scarp at the landward marsh limit. They interpreted these units as outwashes from this scarp during high energy events. This situation could be identical to the interbedded coarse to fine sediment layers found in CP2 where the intertidal zone terminates landward by a narrow sand strip followed by a scarp in the sand ridge forming the isthmus. On the other hand, several mats of marsh sediments were found near the CP5 site; thus, an ice-rafted origin of a sand layer is more probable at this location.

Compared to the 1969-2012 period of the RSLR at Penouille (1.4 ± 0.7 mm/year), the annual mean rate of 3.0 ± 4.7 mm/year based on the recent accretion measurements at Penouille and about half of the 29 accretion sites (52 %) indicate positive accretion rates, while 21 % of them are lower but close to the RSLR. However, the RSLR at Penouille over the last 20 years is marked by an accelerated rise of 4.2 ± 1.2 mm/year. Compared to this recent accelerated rise, the annual mean rate and 86 % of the 29 accretion sites would be in accretion deficits.

Mean accretion rates from radiometric dating (peak of ^{137}Cs) for the CP2 and CP7 cores are 2.9 ± 0.1 and 1.0 ± 0.1 mm/year, respectively (Table 4). These are higher or similar than the RSLR at Penouille for the 1969-2012 period. Our results are comparable with other microtidal environments in the northeast part of U.S.A.: at Nauset Marsh in Massachusetts, Roman *et al.* (1997) reported ^{137}Cs -based accretion rates between 3.8 and 4.5 mm/year that were greater than the 2.8 mm/year rate of RSLR and, at Chesapeake Bay, Kearney *et al.* (1994) reported ^{137}Cs -based accretion rates as twice as the RSLR of 4 mm/year. For meso- to macrotidal marshes at the nearby St. Lawrence Estuary, Dionne (2004) reported long-term ^{14}C -based accretion rates between 1 and 3 mm/year, while RSLR was -0.3 ± 0.5 mm/year (Ancil and Troude, 1992).

However, studies also reported that long-term accretion rates over few centuries (from AMS ^{14}C datings and pollen analysis) were lower than mid-term accretion rates over few decades (from ^{137}Cs and ^{210}Pb datings). Our long-term AMS ^{14}C -based accretion rates are also lower than our mid-term ^{137}Cs -based accretion rates, the former being around 0.35-0.6 mm/year over 500-1200 cal BP at CP6, CP7, and CP9 (Table 4). Many authors highlighted that reduced accretion rates over centennial to millennial time scales may be a consequence of local sediment autocompaction (*i.e.* organic decomposition, dewatering, and sediment rearrangements) that causes the marsh sediments to shrink downward (Kearney *et al.*, 1994; Roman *et al.*, 1997; Allen, 2000). Therefore, it is also important to consider long-term accretion rates of the marsh build-up because surface elevation may increase more slowly (Cahoon *et al.*, 1995; Van Wijnen and Bakker, 2001).

Until now, accretion rate of the Penouille marsh was generally sufficient to compensate the RSLR. However, it is reasonably sure that eustatic sea-level rise will accelerate due to global warming. Experts are divided on the magnitude of the accelerated rise, values between +50 and +200 cm are predicted for 2100 (Nicholls and Cazenave, 2010; USACE, 2011), which correspond to a RSLR of 5-20 mm/year. Under such a significant acceleration of the RSLR, it is likely that current accretion rate will not be sufficient to maintain the equilibrium at Penouille if it remains constant. This is already observed since the current accretion rates from the 29 site measurements are mostly below the accelerated rise over the last 20 years. Consequences of an increase in the frequency and duration of inundation may lead to landward vegetation successions or diebacks (Warren and Niering, 1993; Olf *et al.*, 1997; Donnelly and Bertness, 2001; Friedrichs and Perry, 2001; Smith *et al.*, 2012). But a landward marsh migration can be stalled because of a steep supratidal slope that causes the low and high marsh to compress laterally (coastal squeeze). This is observed at the North and Northeast sectors where the narrow high marsh along the steep supratidal slope may suffer from marsh squeeze if it has to migrate landward.

When the tidal prism increases due to the RSLR, marsh system has to reorganizes itself to return in tidal prism equilibrium. Therefore, creeks may widen and deepen to accommodate the increased tidal current, which will also deliver more sediment into the marsh (Allen, 1997). Such an increase in accommodation space and change in hydrodynamics might allow the Penouille marsh to capture more sediment and increase its accretion rate. The future of the Penouille marsh will depend on the marsh ability to adjust vertically in response to the acceleration of the RSLR and therefore, a long-term monitoring is necessary.

Marsh area evolution

The marsh area delimitation on five aerial photographs (from 1975 to 2008) shows that total marsh loss since 1975 is only 3 % ($-220 \text{ m}^2/\text{year}$, Figure 9). However, important losses occurred at Northwest (10.9 %) and Islands (8.8 %) sectors due to higher marsh edge erosion, while the two other marsh sectors with marsh losses (*i.e.* North and East) present slower marsh edge erosion (Figure 10). From field observations, we assume that ice-related processes contribute to the marsh edge erosion. Troude and Sérodes (1988) estimated to about 25 % the total contribution of sea ice to the marsh erosion in a cold region salt marsh, while Dionne and Bouchard (2000) estimated to 25-30 % the total erosion by sea ice on microcliffs.

The higher rates of marsh edge erosion in the two sectors are probably due to stronger currents and waves near the inlet: CP9 and CP10 cores on the Islands sector present thick sand layers in the F2 facies (Figure 6), which suggest higher energy hydrodynamics. Through years, the sandy flood delta located between the lagoon inlet and the Islands sector has moved closer to the Island sector. It is possible that the flood delta during high energy events impinges on the western part of the Islands sector, as evidenced by washed sand found at this sector.

Marsh edges can experience progradation-retreat-progradation cycles, which are controlled by variations in sea level and wave action (Schwimmer and Pizzuto, 2000; Singh

Chauhan, 2009). Rate and direction of the RSLR vary from decade to decade, which can influence marsh shoreline movements and sedimentation behaviours. At Rehoboth Bay in Delaware, Schwimmer and Pizzuto (2000) reported that the salt marsh growth (seaward progradation) was favoured during times of reduced RSLR if the accretion rate was similar to or greater than RSLR, while inversely, marsh edge retreat was greater during times of accelerated RSLR. However, despite variations in the RSLR to control these cycles, the marsh edge retreat or progradation rather highly depends on the fringing lagoon sedimentation and the associated wave climate (Schwimmer and Pizzuto, 2000; Van der Wal *et al.*, 2008), as well as the potential sea ice action in cold regions.

Radiographs and superimposed density profiles of the ten sediment cores, as well as grain size analysed on both CP2 and CP7 cores, show vertical-textured variability mostly in the F2 and F3 facies (as thick interbedded coarse to fine layers, *e.g.* CP7 to CP10), which may correspond to marsh edge movements (Figures 6a and 7). This could be consistent with Allen (1996), who proposed a model of vertical textural patterns related to marsh edge movements, which consist of a coarsening grain size trend due to marsh edge retreat and inversely, a fining grain size trend due to marsh edge progradation. However, other reasons for such vertical-textured variability may be shifts in relative sea level, storm frequency or intensity, sediment supply, and ice rafting.

1.2.6 Conclusion

Integrating both spatial and temporal scales helped to reconstruct sediment dynamics and marsh evolution of the Penouille marsh. Surface sediment distribution shows spatial characteristics that are obviously seen at a marsh-wide scale, but sometime better expressed locally. The environmental parameters affecting hydrodynamics (*i.e.* elevation, proximity to sediment source, distance to lagoon, and distance to lagoon inlet) have significant relationships with the sediment variables: grain size tends to decrease with distance, while mud content and organic matter content tend to increase. Inversely, the vegetation

parameters (*i.e.* vegetation height, vegetation cover, and Shannon's biodiversity index) and the surface microtopography index have little influence on sediments.

Relationships are more complex with elevation, depending on scale. Locally along the two low-high marsh transects, mud content and organic matter content increase with elevation as expected. Mean grain size exhibits a fining trend with elevation, but only in the S_{trans} . Surprisingly, m_{fines} and m_{sands} become coarser with elevation, and across the entire marsh, grain size experiences an unexpected coarsening trend with elevation, while mud content decreases. These findings suggest that additional forcings like occasional storm surges, ice rafting, and aeolian sand interfere with the usual grain size trends caused by hydrodynamics.

These observed spatial dynamics of surface sediments provide useful interpretative keys for the sediment cores. Four main facies were recognized in the ten analyzed cores, which are characterized by an upward decrease in bulk density and grain size, and an upward increase in mud content and organic matter content. This suggests that marsh has progressively evolved from dynamic to calmer conditions at each core location (*i.e.* from bare sand/lagoon to low or high marsh). However, there are irregular oscillations in the vertical profiles, probably resulting from marsh edge movements, sea-level variations, and hydrodynamic conditions. Isolated coarse layers (or high density peaks) are in turn related to occasional coarse deposits by storm surges or ice rafting.

The two older AMS ^{14}C datings in CP6 and CP7, which present thick marsh sediment accumulations, indicate that Penouille marsh first colonized the North sector around 1000-1200 cal BP. Another old AMS ^{14}C dating at the eastern East sector indicates the marsh establishment there around 900 cal BP. The marsh at the main part of the Islands sector settled on flood-delta remnants around 500 cal BP, while it is probably younger than 250 cal BP at the CP2 site near the isthmus.

AMS ^{14}C -based accretion rates are 0.35-1 mm/year for several centuries, while ^{137}Cs -based accretion rates are 1-3 mm/year since 1963. Mid-term ^{137}Cs -based accretion rates are

higher than long-term AMS ^{14}C -based accretion rates; the latter are probably influenced by sediment compaction. Accretion rates since 1963 are similar or greater to the mid-term RSLR of 1.4 ± 0.7 mm/year at Penouille, but not sufficient comparing to the accelerated rise of 4.2 ± 1.1 mm/year since twenty years. Predicted sea-level rise due to global warming may drown the marsh if the accretion rate remains constant. However, analysis of old aerial photographs shows that surface area has not significantly changed since 1975, as the total marsh area only decreased by 3 %. The marsh is slowly eroded from the lagoon edge with mostly a decrease in the low marsh area. The Northwest and the Islands sectors are the most affected; it is likely that hydrodynamics affect more these two sectors located near the lagoon inlet, but erosion in the marsh is generally caused by ice tearing. Long-term monitoring of surface sediments, accretion rates, and surface area in regard to the RSLR is necessary at the Penouille marsh facing global warming, and an investigation of plant successions as an effective approach to predict marsh drowning has to be considered.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La répartition des sédiments de surface à Penouille montre une distinction évidente entre la lagune et le marais, car là où la végétation est présente, les sédiments affichent une granulométrie plus fine ainsi que des teneurs plus élevées en vase et en matière organique. La lagune est majoritairement composée de sables dont la texture tend à diminuer en s'éloignant de la passe. Ceci est probablement dû à une décroissance de l'hydrodynamisme depuis la passe vers l'intérieur profond de la lagune. De plus, cette tendance est accentuée d'une part par les apports occasionnels de sédiments grossiers à l'embouchure du ruisseau Ascah et d'autre part, par l'herbier à zostère complètement à l'est de la lagune qui augmente légèrement la teneur en vase.

La répartition des sédiments de surface du marais s'explique en partie par les paramètres (facteurs) environnementaux mesurés, qui présentent toutefois une influence variable et nuancée selon la variable sédimentaire et l'échelle spatiale (*i.e.* tout le marais, secteurs du marais et lagune, et transects du marais inférieur à supérieur). De manière générale, les relations entre les paramètres environnementaux et les sédiments de surface du marais s'expliquent mieux à l'échelle locale (transects et secteurs) qu'à l'échelle de tout le marais, bien que parfois les relations ne soient visibles que pour tout le marais. Les régressions linéaires multiples ont montré que les paramètres environnementaux affectant l'hydrodynamisme, soit l'altitude, la proximité à une source sédimentaire (chenaux de marée, lagune, grandes marelles, dunes sableuses, etc.), la distance à la lagune et à la passe, ont une influence statistiquement significative sur la répartition de la granulométrie, de la teneur en vase et de la teneur en matière organique. Ainsi, plus on se distance d'une source sédimentaire, de la lagune ou de la passe, plus la taille des grains tend à diminuer, et plus les concentrations en vase et en matière organique tendent à augmenter.

La répartition des sédiments de surface au niveau des transects nord et sud montre que la teneur en vase et en matière organique augmentent avec l'altitude et en s'éloignant de la lagune. La granulométrie tend à diminuer avec l'altitude au transect sud, mais cette

tendance n'est pas observée au transect nord. Toutefois à l'échelle de tout le marais, la granulométrie et la teneur en vase n'affichent pas les tendances escomptées avec l'altitude. Normalement, la taille moyenne des sédiments devrait diminuer avec l'altitude en raison de l'hydrodynamisme décroissant (diminution du prisme tidal), mais le transport éolien de sable, le transport de sédiments plus grossiers par les glaces flottantes et les vagues de tempête induisent plutôt une légère hausse de la taille moyenne des sédiments et une diminution des concentrations de vase avec l'altitude.

Nos paramètres liés à la végétation et à la topographie ont, quant à eux, eut peu d'influence sur la répartition des sédiments, mais ceci ne signifie pas qu'il n'existe aucun lien, car le choix des paramètres et la méthode pourraient être en cause. Ce sont surtout aux secteurs Nord et des Îles où nos variables sédimentaires (la granulométrie, les teneurs en vase et en matière organique) présentent d'une part des corrélations positives avec la hauteur de la végétation et le couvert végétal, et d'autre part, des corrélations négatives avec la biodiversité végétale (l'indice de Shannon) et l'irrégularité du relief (l'indice de microtopographie de surface).

Ces résultats sur la répartition spatiale des sédiments de surface donnent d'utiles clés d'interprétation pour les sédiments plus anciens en carotte. Les dix carottes sédimentaires analysées présentent quatre principaux faciès : F1 à F3 constituent des faciès de marais (épaisseur totale F1-F3 de 14-72 cm), tandis que F4 représente le sable sous-jacent. Les sédiments du marais sont caractérisés du bas vers le haut d'une diminution de la taille moyenne des grains et d'une augmentation de la teneur en vase et en matière organique, ce qui correspond parallèlement à une décroissance générale de la densité. Ceci démontre que localement le marais a évolué de conditions plutôt dynamiques à plus calmes, ce qui correspond au passage de lagune à marais inférieur ou supérieur (à l'exception de CP4 où l'on observe un passage de supratidal à marais supérieur). On observe cependant des variations irrégulières de ces profils verticaux, une conséquence probable des mouvements latéraux des limites du marais inférieur, des variations du niveau marin, des conditions hydrodynamiques et saisonnières. Les pics isolés à forte densité sont, quant à eux, reliés

plausiblement à des dépôts occasionnels suite à un évènement de forte tempête ou un relargage sédimentaire par les glaces flottantes.

Les datations ^{14}C AMS de débris ligneux indiquent que le marais de Penouille s'est installé dans le secteur Nord il y a environ 1000-1200 ans BP, c'est-à-dire vers 800 à 1000 AD (mais peut-être un peu plus tard s'il y a eu un certain délai avant la sédimentation des débris ligneux datés). Ces âges sont légèrement plus vieux que celui obtenu de 900 ans BP sur des fragments végétaux provenant de la base du marais près du pédoncule (secteur Est) (Bernatchez *et al.*, 2013). Les datations ^{14}C AMS indiquent des accrétions de 0,35-1 mm/an pour les périodes de plusieurs siècles, tandis que les mesures ^{137}Cs affichent plutôt des taux de 1-3 mm/an depuis 1963. Les mesures d'accrétion du marais en 2010-2012 indiquent un taux d'accrétion moyen de $3,0 \pm 0,9$ mm/an (ou $1,6 \pm 1,9$ mm/an en excluant l'apport sédimentaire des glaces flottantes) (Neumeier et Gibeault, 2013). Les taux d'accrétion récents sont donc plus élevés que les taux passés (^{14}C AMS), qui sont probablement influencés par la compaction des sédiments en profondeur.

À Rivière-au-Renard, la hausse moyenne du niveau marin relatif est de 1,0 mm/an pour la période 1969-2012, mais plutôt de 1,4 mm/an à Penouille compte tenu du gradient régional des mouvements glacio-isostatiques (Gehrels *et al.*, 2004; Koohzare *et al.*, 2008). Depuis une vingtaine d'année, une hausse nettement plus marquée de 3,8 mm/an s'observe à Rivière-au-Renard, correspondant environ à 4,2 mm/an à Penouille. Les taux d'accrétion récents et à moyen terme sont assez similaires à la hausse moyenne du niveau marin depuis 1969, mais la hausse accélérée du niveau d'eau de 4,2 mm/an depuis 1990 risque d'envoyer le marais si le taux d'accrétion ne s'ajuste pas.

L'analyse de cinq photographies aériennes anciennes (1975, 1986, 1993, 2004 et 2008) montre que l'évolution des superficies du marais et des mouvements latéraux de ses limites inférieures a très peu modifié la configuration du marais depuis plus de 35 ans. Le marais n'a subi qu'une perte de 3 % de sa superficie totale, soit une faible détérioration de 0,1 %/an. Il se fait éroder très lentement du côté de la lagune avec surtout une diminution du marais inférieur. Les secteurs Nord-Ouest (-10,9 %) et des Îles (-8,8 %) sont les plus

touchés, se trouvant près de la passe, il se peut que l'hydrodynamisme affecte davantage ces secteurs. Toutefois, le faible niveau des vagues dans la lagune pour les deux périodes été-automne 2010-2011 (Neumeier et Gibeault, 2013) suggère que ce sont surtout les processus glaciels qui provoqueraient l'érosion générale du marais.

En parallèle au suivi des superficies et des déplacements latéraux, l'évolution des communautés végétales et des grandes marelles du marais de Penouille ont aussi été étudiées (Neumeier et Gibeault, 2013). La cartographie actuelle des communautés végétales (Annexe A, Figure 11) confirme la dépendance des espèces végétales à l'altitude/fréquence d'inondation (leurs limites concordent bien avec le DEM). Depuis les relevés cartographiques de Grandtner et de Beaumont (Beaumont, 1978), le marais supérieur des secteurs Sud et Est s'est étendu de quelques mètres ou dizaines de mètres au détriment du marais inférieur (Annexe A, Figure 12). Des zones autrefois dominées par de la spartine alterniflore sont maintenant habitées par de la spartine étalée. Cette succession végétale suggère que l'accrétion verticale a été localement suffisante pour abaisser la fréquence d'inondation et permettre à la spartine étalée de s'étendre vers la lagune. Cette information suggère également que l'accrétion verticale à ces secteurs présente un bilan sédimentaire plutôt positif par rapport à la hausse du niveau marin relatif des dernières décennies.

L'évolution d'une trentaine de marelles de plus grande envergure (Annexe B, Figure 13) a aussi été suivie sur cinq photographies aériennes anciennes (1963, 1975, 1986, 2004 et 2008). Sur les trente marelles analysées, seulement deux marelles (#1 et #12) ont subi une hausse significative de leur superficie et une seule marelle (#15) a subi une baisse significative de sa superficie (Annexe B, Figure 14). Les superficies affichent trop une grande variabilité et ne permettent pas d'en arriver à des conclusions claires pour la plupart des marelles. Le manque de tendances significatives suggère que les grandes marelles du marais de Penouille ont été relativement stables depuis plus de quarante ans. Il se peut qu'il y ait eu approfondissement ou envasement des marelles, mais les photographies aériennes ne permettent pas de le déterminer.

Dans les conditions actuelles, le marais est relativement stable, capable de compenser à la hausse du niveau marin relatif. Toutefois, il est relativement certain que la hausse du niveau marin eustatique accélérera due au réchauffement climatique global. Les experts sont partagés sur l'amplitude de la hausse, des valeurs entre +50 et +200 cm étant prédites pour 2100 (Nicholls et Cazenave, 2010; USACE, 2011), ce qui équivaldrait à une hausse eustatique de 5-20 mm/an. En cas d'accélération aussi importante de la hausse prédite du niveau marin relatif, il est probable que le taux d'accrétion actuel ne suffira pas à maintenir un équilibre, ce qui provoquerait la perte des zones basses du marais et la migration des communautés végétales vers la terre ferme. Au secteur Nord, le talus supratidal ne permettra pas cette migration du marais vers la terre ferme et le marais risquera de subir de la constriction côtière (*coastal squeeze*). À l'inverse, il n'est pas impossible qu'avec l'augmentation de l'espace d'accommodation et une modification de la courantologie, le marais puisse capter plus de sédiments et ainsi augmenter son taux d'accrétion. Pour le futur, tout dépendra donc de la capacité du marais à se réajuster verticalement en réponse aux variations du niveau marin.

Évidemment, l'évaluation ci-dessus est basée sur la persistance du pédoncule fermant la lagune du côté est. Le pédoncule est actuellement stable bien qu'il subit un peu d'érosion, mais la hausse prédite du niveau marin augmenterait le risque d'une rupture durable. Si cela se produisait, les vagues provenant du golfe du Saint-Laurent se propageraient dans la lagune et contribueraient significativement à l'érosion latérale du marais, alors qu'actuellement les petites vagues formées localement ou pénétrant par la passe ont une action plutôt faible (Neumeier et Gibeault, 2013). Il est donc nécessaire pour le futur de suivre l'évolution du taux d'accrétion, des communautés végétales et des déplacements latéraux des limites du marais (ou superficie) en regard à l'évolution des niveaux d'eau. Il serait intéressant également de mieux comprendre la réelle contribution des processus éoliens et glaciels à la dynamique sédimentaire du marais et de la lagune de Penouille, ainsi que le rôle du ruisseau Ascach sur ses exports sédimentaires dans la lagune lors des crues printanières.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen, J.R.L., 1992a. Large-scale textural patterns and sedimentary processes on tidal salt marshes in the Severn Estuary, southwest Britain. *Sedimentary Geology*, 81, 299-318.
- Allen, J.R.L., 1992b. *Principles of physical sedimentology*. London: Chapman & Hall, 292p.
- Allen, J.R.L., 1996. Shoreline movement and vertical textural patterns in salt marsh deposits: implications of a simple model for flow and sedimentation over tidal marshes. *Proceedings of the Geologists Association*, 107, 15-23.
- Allen, J.R.L., 1997. Simulation models of salt-marsh morphodynamics: some implications for high-intertidal sediment couplets related to sea-level change. *Sedimentary Geology*, 113, 211-223.
- Allen, J.R.L., 2000. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1155-1231.
- Anctil, F. and Troude, J.-P., 1992. Étude de la remontée relative des niveaux d'eau de l'estuaire du Saint-Laurent. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 19, 252-259.
- Andersen, T.J.; Svinth, S., and Pejrup, M., 2011. Temporal variation of accumulation rates on a natural salt marsh in the 20th century - The impact of sea level rise and increased inundation frequency. *Marine Geology*, 279, 178-187.
- Argow, B.A.; Hughes, Z.J., and FitzGerald, D.M., 2011. Ice raft formation, sediment load, and theoretical potential for ice-rafted sediment influx on northern coastal wetlands. *Continental Shelf Research*, 31, 1294-1305.

- Bai, J.; Ouyang, H.; Deng, W.; Zhu, Y.; Zhang, X., and Wang, Q., 2005. Spatial distribution characteristics of organic matter and total nitrogen of marsh soils in river marginal wetlands. *Geoderma*, 124, 181-192.
- Bale, A.J. and Kenny, K., 2005. Sediment analysis and seabed characterisation. In: Eleftheriou, A. and McIntyre, A. (Eds.), *Methods for the study of marine benthos*. Oxford: Blackwell Science, pp. 43-86.
- Bartholdy, A.T.; Bartholdy, J., and Kroon, A., 2010. Salt marsh stability and patterns of sedimentation across a backbarrier platform. *Marine Geology*, 278, 31-42.
- Beaumont, J.-P., 1978. La végétation. In: Burton, J.; Tiphane, M.; Laverdière, C.; Millette, G.; Beaumont, J.-P.; Mousseau, P.; David, N.; Pinel Alloul, B.; Méthot, G.; Ahmad, A.; Paré, G., and Turcotte-Paré, D. (Eds.), *Étude d'impact d'utilisation au parc national Forillon. Tome 1 : Caractérisation du secteur de Penouille*. Centre de recherches écologiques de Montréal, Université de Montréal, pp. 121-234.
- Bernatchez, P.; Jolivet, Y.; Quintin, C.; Fraser, C.; Neumeier, U.; Toubal, T., and Pomerleau, S., 2011. *Dynamique de l'écosystème côtier de la péninsule de Penouille dans un contexte de changements climatiques, Parc national du Canada Forillon : Rapport méthodologique*. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, 49p. +Annexes.
- Bernatchez, P.; Quintin, C.; Fraser, C.; Neumeier, U.; Jolivet, Y.; Houde-Poirier, M.; Héту, B.; Gibeault, C.; Boucher-Brossard, G., and Marie, G., 2013. *Dynamique de l'écosystème côtier de la péninsule de Penouille dans un contexte de changements climatiques, Parc national du Canada Forillon : Rapport final*. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, 405p.

- Blott, S.J. and Pye, K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Boldt, K.V.; Lane, P.; Woodruff, J.D., and Donnelly, J.P., 2010. Calibrating a sedimentary record of overwash from Southeastern New England using modeled historic hurricane surges. *Marine Geology*, 275, 127-139.
- Braun-Blanquet, J., 1972. *Plant sociology: the study of plant communities*. New-York: Hafner Publishing Company, 439p.
- Brinson, M.M.; Christian, R.R., and Blum, L.K., 1995. Multiple states in the sea-level induced transition from terrestrial forest to estuary. *Estuaries*, 18, 648-659.
- Byers, S.E. and Chmura, G.L., 2007. Salt marsh vegetation recovery on the Bay of Fundy. *Estuaries and Coasts*, 30, 869-877.
- Cahoon, D.R.; Reed, D.J., and Day, J.W., 1995. Estimating shallow subsidence in microtidal salt marshes of the southeastern United States: Kaye and Barghoorn revisited. *Marine Geology*, 128, 1-9.
- Christiansen, T.; Wiberg, P.L., and Milligan, T.G., 2000. Flow and sediment transport on a tidal salt marsh surface. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50, 315-331.
- Coulombier, T.; Neumeier, U., and Bernatchez, P., 2012. Sediment transport in a cold climate salt marsh (St. Lawrence Estuary, Canada), the importance of vegetation and waves. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 101, 64-75.
- Crain, C.M.; Silliman, B.R.; Bertness, S.L., and Bertness, M.D., 2004. Physical and biotic drivers of plant distribution across estuarine salinity gradients. *Ecology*, 85, 2539-2549.

- D'Alpaos, A.; Lanzoni, S.; Marani, M., and Rinaldo, A., 2007. Landscape evolution in tidal embayments: modeling the interplay of erosion, sedimentation, and vegetation dynamics. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1-17.
- Day, J.W.; Rybczyk, J.; Scarton, F.; Rismondo, A.; Are, D., and Cecconi, G., 1999. Soil accretionary dynamics, sea-level rise and the survival of wetlands in Venice Lagoon: a field and modelling approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49, 607-628.
- Day, J.W.; Christian, R.R.; Boesch, D.M.; Yanez-Arancibia, A.; Morris, J.; Twilley, R.R.; Naylor, L.; Schaffner, L., and Stevenson, C., 2008. Consequences of climate change on the ecogeomorphology of coastal wetlands. *Estuaries and Coasts*, 31, 477-491.
- De Groot, A.V.; Veeneklaas, R.M., and Bakker, J.P., 2011. Sand in the salt marsh: contribution of high-energy conditions to salt-marsh accretion. *Marine Geology*, 282, 240-254.
- Détriché, S.; Susperregui, A.-S.; Feunteun, E.; Lefeuvre, J.-C., and Jigorel, A., 2011. Interannual (1999-2005) morphodynamic evolution of macro-tidal salt marshes in Mont-Saint-Michel Bay (France). *Continental Shelf Research*, 31, 611-630.
- Dionne, J.-C., 1981. Données préliminaires sur la charge sédimentaire du couvert de glace dans la baie de Montmagny, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35, 277-282.
- Dionne, J.-C., 1984. An estimate of ice-drifted sediments based on the mud content of the ice cover at Montmagny, middle St. Lawrence Estuary. *Marine Geology*, 57, 149-166.
- Dionne, J.-C., 1986. Érosion récente des marais intertidaux de l'estuaire du Sant-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 40, 307-323.
- Dionne, J.-C., 1989. An estimate of shore ice action in a *Spartina* tidal marsh, St Lawrence Estuary, Quebec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 5, 281-293.

- Dionne, J.-C., 1993. Sediment load of shore ice and ice rafting potential, upper St. Lawrence estuary, Quebec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 9, 628-646.
- Dionne, J.-C., 2004. Âge et taux moyen d'accrétion verticale des schorres du Saint-Laurent estuarien, en particulier ceux de Montmagny et de Sainte-Anne-de-Beaupré, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 58, 73-108.
- Dionne, J.-C. and Bouchard, M.-C., 2000. Nouvelles données sur l'érosion du schorre supérieur à Montmagny, moyen estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, 54, 219-230.
- Donnelly, J.P. and Bertness, M.D., 2001. Rapid shoreward encroachment of salt marsh cordgrass in response to accelerated sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 98, 14218-14223.
- Duffy, M.J. and Devoy, R.J.N., 1999. Contemporary process controls on the evolution of sedimentary coasts under low to high energy regimes: western Ireland. *Geologie En Mijnbouw*, 77, 333-349.
- Engels, J.G. and Jensen, K., 2010. Role of biotic interactions and physical factors in determining the distribution of marsh species along an estuarine salinity gradient. *Oikos*, 119, 679-685.
- Environment Canada. National Climate Data and Information Archive. *Climate Normals & Averages 1971-2000 (GASPE A, QUEBEC)*. Updated February 04, 2013. Available online at: http://climate.weatheroffice.gc.ca/climate_normals/; Accessed: June 08, 2013.
- Ewanchuk, P.J. and Bertness, M.D., 2004. Structure and organization of a northern New England salt marsh plant community. *Journal of Ecology*, 92, 72-85.
- Fox, W.T.; Haney, R.L., and Curran, H.A., 1995. Penouille Spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Quebec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 11, 478-493.

- French, J.R. and Spencer, T., 1993. Dynamics of sedimentation in a tide-dominated backbarrier salt-marsh, Norfolk, UK. *Marine Geology*, 110, 315-331.
- Friedrichs, C.T. and Perry, J.E., 2001. Tidal salt marsh morphodynamics: a synthesis. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 27, 7-37.
- Gehrels, W.R.; Milne, G.A.; Kirby, J.R.; Patterson, R.T., and Belknap, D.F., 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. *Quaternary International*, 120, 79-89.
- Goman, M.F., 2005. Discrimination of estuarine marsh subenvironments (San Francisco Bay, California, USA) using a multivariate statistical calibration of abiotic sediment properties. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 398-408.
- Goman, M.; Malamud-Roam, R., and Ingram, B.L., 2008. Holocene environmental history and evolution of a tidal salt marsh in San Francisco Bay, California. *Journal of Coastal Research*, 24, 1126-1137.
- Hickey, D. and Bruce, E., 2010. Examining tidal inundation and salt marsh vegetation distribution patterns using spatial analysis (Botany Bay, Australia). *Journal of Coastal Research*, 26, 94-102.
- Kearney, M.S.; Stevenson, J.C., and Ward, L.G., 1994. Spatial and temporal changes in marsh vertical accretion rates at Monie Bay: implications for sea-level rise. *Journal of Coastal Research*, 10, 1010-1020.
- Koohzare, A.; Vanicek, P., and Santos, M., 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, 45, 133-145.
- Magurran, A.E., 2004. *Measuring biological diversity*. Malden, Massachusetts: Blackwell Publishing, 256p.
- Morris, J.T.; Sundareshwar, P.V.; Nietch, C.T.; Kjerfve, B., and Cahoon, D.R., 2002. Responses of coastal wetlands to rising sea level. *Ecology*, 83, 2869-2877.

- Neumeier, U., 2011. Boulder transport by ice on a St. Lawrence salt-marsh, pattern of pluriannual movements. *In: Wang, P.; Rosati, J.D., and Roberts, T.M. (Eds.), The Proceedings of the Coastal Sediments 2011.* Miami, Florida: World Scientific Publishing, pp. 2533-2545.
- Neumeier, U. and Amos, C.L., 2006. The influence of vegetation on turbulence and flow velocities in European salt-marshes. *Sedimentology*, 53, 259-277.
- Neumeier, U. and Ciavola, P., 2004. Flow resistance and associated sedimentary processes in a *Spartina maritima* salt-marsh. *Journal of Coastal Research*, 20, 435-447.
- Neumeier, U. and Gibeault, C., 2013. Synthèse de la dynamique de la lagune et du marais de Penouille. *In: Bernatchez, P.; Quintin, C.; Fraser, C.; Neumeier, U.; Jolivet, Y.; Houde-Poirier, M.; Hétu, B.; Gibeault, C.; Boucher-Brossard, G., and Marie, G. (Eds.), Dynamique de l'écosystème côtier de la péninsule de Penouille dans un contexte de changements climatiques, Parc national du Canada Forillon : Rapport final.* Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, pp. 173-236.
- Nicholls, R.J. and Cazenave, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328/5985, 1517-1520.
- Oertel, G.F. and Woo, H.J., 1994. Landscape classification and terminology for marsh in deficit coastal lagoons. *Journal of Coastal Research*, 10, 919-932.
- Oertel, G.F.; Wong, G.T.F., and Conway, J.D., 1989. Sediment accumulation at a fringe marsh during transgression, Oyster, Virginia. *Estuaries*, 12, 18-26.
- Oloff, H.; De Leeuw, J.; Bakker, J.P.; Platerink, R.J.; Van Wijnen, H.J., and De Munck, W., 1997. Vegetation succession and herbivory in a salt marsh: changes induced by sea level rise and silt deposition along an elevational gradient. *Journal of Ecology*, 85, 799-814.

- Orson, R.; Panageotou, W., and Leatherman, S.P., 1985. Response of tidal salt marshes of the U.S. Atlantic and Gulf coasts to rising sea levels. *Journal of Coastal Research*, 1, 29-37.
- Orson, R.A.; Warren, R.S., and Niering, W.A., 1998. Interpreting sea level rise and rates of vertical marsh accretion in a southern New England tidal salt marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 419-429.
- Pansu, M. and Gautheyrou, J., 2003. *L'analyse du sol, minéralogique, organique et minérale*. Paris, France: Springer-Verlag, 993p.
- Pejrup, M. and Andersen, T.J., 2000. The influence of ice on sediment transport, deposition and reworking in a temperate mudflat area, the Danish Wadden Sea. *Continental Shelf Research*, 20, 1621-1634.
- Pennings, S.C. and Callaway, R.M., 1992. Salt-marsh plant zonation: the relative importance of competition and physical factors. *Ecology*, 73, 681-690.
- Reimer, P.J.; Baillie, M.G.L.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.W.; Blackwell, P.G.; Bronk Ramsey, C.; Buck, C.E.; Burr, G.S.; Edwards, R.L.; Friedrich, M.; Grootes, P.M.; Guilderson, T.P.; Hajdas, I.; Heaton, T.J.; Hogg, A.G.; Hughen, K.A.; Kaiser, K.F.; Kromer, B.; McCormac, F.G.; Manning, S.W.; Reimer, R.W.; Richards, D.A.; Southon, J.R.; Talamo, S.; Turney, C.S.M.; van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- Rodriguez, A.B.; Fegley, S.R.; Ridge, J.T.; VanDusen, B.M., and Anderson, N., 2013. Contribution of aeolian sand to backbarrier marsh sedimentation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 117, 248-259.
- Roman, C.T.; Peck, J.A.; Allen, J.R.; King, J.W., and Appleby, P.G., 1997. Accretion of a New England (USA) salt marsh in response to inlet migration, storms, and sea-level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 717-727.

- Schwimmer, R.A. and Pizzuto, J.E., 2000. A model for the evolution of marsh shorelines. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 1026-1035.
- Silvestri, S.; Defina, A., and Marani, M., 2005. Tidal regime, salinity and salt marsh plant zonation. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 62, 119-130.
- Singh Chauhan, P.P., 2009. Autocyclic erosion in tidal marshes. *Geomorphology*, 110, 45-57.
- Smith, S.M.; Medeiros, K.C., and Tyrrell, M.C., 2012. Hydrology, herbivory, and the decline of *Spartina patens* (Aiton) Muhl. in outer Cape Cod salt marshes (Massachusetts, USA). *Journal of Coastal Research*, 28, 602-612.
- Soulsby, R., 1997. *Dynamics of marine sands: a manual for practical applications*. London: Thomas Telford, 249p.
- Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Stumpf, R.P., 1983. The process of sedimentation on the surface of a salt marsh. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 17, 495-508.
- Temmerman, S.; Govers, G.; Wartel, S., and Meire, P., 2004. Modelling estuarine variations in tidal marsh sedimentation: response to changing sea level and suspended sediment concentrations. *Marine Geology*, 212, 1-19.
- Torio, D.D. and Chmura, G.L., 2013. Assessing coastal squeeze of tidal wetlands. *Journal of Coastal Research*, JCR in Press, doi: <http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00162.1>.
- Troude, J.-P. and Sérodes, J.-B., 1988. Le rôle des glaces dans le régime morpho-sédimentologique d'un estran de l'estuaire moyen du Saint-Laurent. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 15, 348-354.

- USACE, 2011. Sea-level change considerations for civil works programs. *US Army Corps of Engineers*, Engineer Circular No. 1165-2-212, 32p.
- Van de Koppel, J.; Van der Wal, D.; Bakker, J.P., and Herman, P.M.J., 2005. Self-organization and vegetation collapse in salt marsh ecosystems. *American Naturalist*, 165, E1-E12.
- Van der Wal, D.; Wielemaker-Van den Dool, A., and Herman, P.M.J., 2008. Spatial patterns, rates and mechanisms of saltmarsh cycles (Westerschelde, The Netherlands). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 357-368.
- Van Proosdij, D.; Davidson-Arnott, R.G.D., and Ollerhead, J., 2006a. Controls on spatial patterns of sediment deposition across a macro-tidal salt marsh surface over single tidal cycles. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69, 64-86.
- Van Proosdij, D.; Ollerhead, J., and Davidson-Arnott, R.G.D., 2006b. Seasonal and annual variations in the volumetric sediment balance of a macro-tidal salt marsh. *Marine Geology*, 225, 103-127.
- Van Wijnen, H.J. and Bakker, J.P., 2001. Long-term surface elevation change in salt marshes: a prediction of marsh response to future sea-level rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52, 381-390.
- Ward, L.G.; Kearney, M.S., and Stevenson, J.C., 1998. Variations in sedimentary environments and accretionary patterns in estuarine marshes undergoing rapid submergence, Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 151, 111-134.
- Warren, R.S. and Niering, W.A., 1993. Vegetation change on a northeast tidal marsh: interaction of sea-level rise and marsh accretion. *Ecology*, 74, 96-103.
- Watson, E.B. and Byrne, R., 2009. Abundance and diversity of tidal marsh plants along the salinity gradient of the San Francisco Estuary: implications for global change ecology. *Plant Ecology*, 205, 113-128.

- Wheeler, A.J.; Orford, J.D., and Dardis, O., 1999. Saltmarsh deposition and its relationship to coastal forcing over the last century on the north-west coast of Ireland. *Geologie En Mijnbouw*, 77, 295-310.
- Yang, S.L.; Li, H.; Ysebaert, T.; Bouma, T.J.; Zhang, W.X.; Wang, Y.; Li, P.; Li, M., and Ding, P., 2008. Spatial and temporal variations in sediment grain size in tidal wetlands, Yangtze Delta: on the role of physical and biotic controls. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77, 657-671.

ANNEXE A – CARTOGRAPHIE ET ÉVOLUTION 1977-2008 DES COMMUNAUTÉS VÉGÉTALES DE PENOUILLE

Les communautés végétales sont présentées par ordre de superficie décroissante séparément pour le marais inférieur et supérieur. Pour chaque communauté sont indiquées la hauteur moyenne de la végétation (H_{veg}) et la fréquence moyenne d'inondation (F_{inond}), avec écart-type lorsque ces données proviennent de plusieurs sites.

Marais inférieur

Communauté végétale #1 : Spartinaie alterniflore à plantain maritime et glaux maritime

Espèces dominantes : *Spartina alterniflora*, *Plantago maritima*, *Glaux maritima* et *Salicornia europaea*

Espèces secondaires : *Spartina patens*, *Triglochin gaspense*, *Spergularia canadensis*, *Scirpus maritimus*, *Limonium nashii* et *Potentilla anserina*

Moyenne H_{veg} : 21,5 ± 9,7 cm

F_{inond} : 31,1 ± 9,3 %

Superficie : 134 130 m²

Communauté végétale #2 : Plantaginaie maritime à limonie de Nash et Puccinellie maigre

Espèces dominantes : *Plantago maritima*, *Limonium nashii*, *Puccinellia paupercula* et *Glaux maritima*

Espèces secondaires : *Spartina alterniflora*, *Potentilla anserina*, *Spartina patens*, *Spergularia canadensis*, *Salicornia europaea* et *Atriplex hastata*

Moyenne H_{veg} :	$18,0 \pm 2,0$ cm
F_{inond} :	$23,8 \pm 0,2$ %
Superficie :	1 570 m ²

Communauté végétale #3 : Spartinaie alterniflore à troscart maritime et limonie de Nash

Espèces dominantes :	<i>Spartina alterniflora</i> , <i>Triglochin maritima</i> , <i>Limonium nashii</i> et <i>Spergularia canadensis</i>
Espèces secondaires :	<i>Plantago maritima</i> , <i>Triglochin gaspense</i> , <i>Spartina patens</i> , <i>Juncus gerardii</i> , <i>Glaux maritima</i> et <i>Salicornia europaea</i>
Moyenne H_{veg} :	n.d.
F_{inond} :	17,0 %
Superficie :	430 m ²

Marais supérieur

Communauté végétale #4 : Jonçaille de Gérard à spartine étalée

Espèces dominantes :	<i>Juncus gerardii</i> , <i>Spartina patens</i> , <i>Glaux maritima</i> et <i>Limonium nashii</i>
Espèces secondaires :	<i>Atriplex hastata</i> , <i>Plantago maritima</i> , <i>Potentilla anserina</i> , <i>Puccinellia paupercula</i> , <i>Spartina alterniflora</i> , <i>Hordeum jubatum</i> , <i>Spergularia canadensis</i> , <i>Salicornia europaea</i> , <i>Solidago sempervirens</i> , <i>Triglochin maritima</i> , <i>Juncus balticus</i> , <i>Carex paleacea</i> , <i>Festuca rubra</i> et <i>Hierochloa odorata</i>
Moyenne H_{veg} :	$45,0 \pm 10,3$ cm
F_{inond} :	$10,6 \pm 7,1$ %
Superficie :	41 630 m ²

Communauté végétale #5 : Jonçaille de Gérard à spartine étalée et carex paléacé

Espèces dominantes : *Juncus gerardii*, *Spartina patens*, *Carex paleacea* et *Potentilla anserina*

Espèces secondaires : *Plantago maritima*, *Agropyron repens*, *Festuca rubra*, *Glaux maritima*, *Triglochin maritima*, *Atriplex hastata*, *Spartina pectinata*, *Hordeum jubatum*, *Scirpus maritimus*, *Juncus balticus*, *Aster novi-belgii* et *Puccinellia paupercula*

Moyenne H_{veg} : $41,9 \pm 12,0$ cm

F_{inond} : $5,6 \pm 3,2$ %

Superficie : 17 280 m²

Communauté végétale #6 : Spartinaie étalée à plantain maritime

Espèces dominantes : *Spartina patens*, *Plantago maritima*, *Glaux maritima*, *Limonium nashii* et *Juncus gerardii*

Espèces secondaires : *Spartina alterniflora*, *Atriplex hastata*, *Triglochin maritima*, *Potentilla anserina*, *Puccinellia paupercula*, *Solidago sempervirens* et *Salicornia europaea*

Moyenne H_{veg} : $26,2 \pm 8,7$ cm

F_{inond} : $15,4 \pm 0,1$ %

Superficie : 9 820 m²

Communauté végétale #7 : Festucaie rouge à jonc de la Baltique et plantain maritime

Espèces dominantes : *Festuca rubra*, *Juncus balticus*, *Plantago maritima* et *Juncus gerardii*

Espèces secondaires : *Lathyrus japonicus*, *Aster novi-belgii*, *Limonium nashii*, *Hierochloe odorata*, *Triglochin maritima*, *Potentilla*

anserina, Elymus arenarius, Sonchus arvensis et Spartina pectinata

Moyenne H_{veg} : n.d.
 F_{inond} : <1 %
 Superficie : 2 680 m²

Communauté végétale #8 : Spergularaie du Canada à arroche hastée et salicorne d'Europe

Espèces dominantes : *Spergularia canadensis, Atriplex hastata, Salicornia europaea, Plantago maritima et Limonium nashii*

Espèces secondaires : *Spartina alterniflora, Potentilla anserina, Puccinellia paupercula, Glaux maritima et Juncus gerardii*

Moyenne H_{veg} : 20,0 ± 1,6 cm
 F_{inond} : 16,6 ± 5,1 %
 Superficie : 1 890 m²

Communauté végétale #9 : Cariçaie paléacé

Espèces dominantes : *Carex paleacea*

Espèces secondaires : *Calamagrostis canadensis, Juncus gerardii, Potentilla anserina, Atriplex hastata, Spartina patens et Spergularia canadensis*

Moyenne H_{veg} : 50,0 cm
 F_{inond} : 7,5 %
 Superficie : 1 200 m²

Communauté végétale #10 : Scirpaie maritime à ruppie maritime

Espèces dominantes : *Scirpus maritimus et Ruppia maritima*

Espèces secondaires : *Triglochin maritima*

Moyenne H_{veg} : 37,0 cm

F_{inond} : 5,8 %
Superficie : 880 m²

Communauté végétale #11 : Jonçaille de Gérard à troscart maritime

Espèces dominantes : *Juncus gerardii* et *Triglochin maritima*

Espèces secondaires : *Solidago sempervirens*, *Spartina pectinata*, *Potentilla anserina*, *Juncus balticus*, *Aster novi-belgii*, *Glaux maritima* et *Ranunculus cymbalaria*

Moyenne H_{veg} : n.d.

F_{inond} : 3,6 %
Superficie : 660 m²

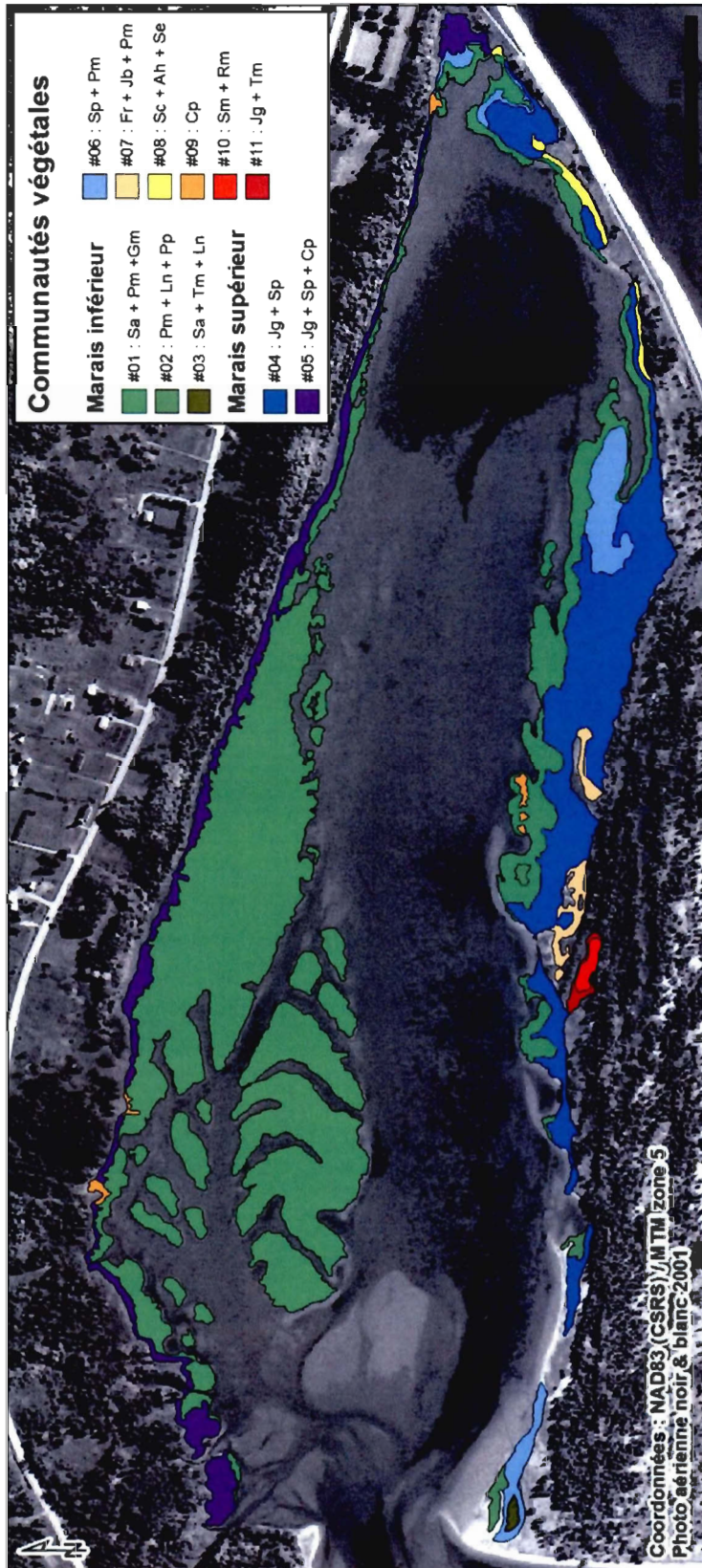


Figure 11: Répartition des onze communautés végétales du marais de Penouille pour la période 2010-2011.

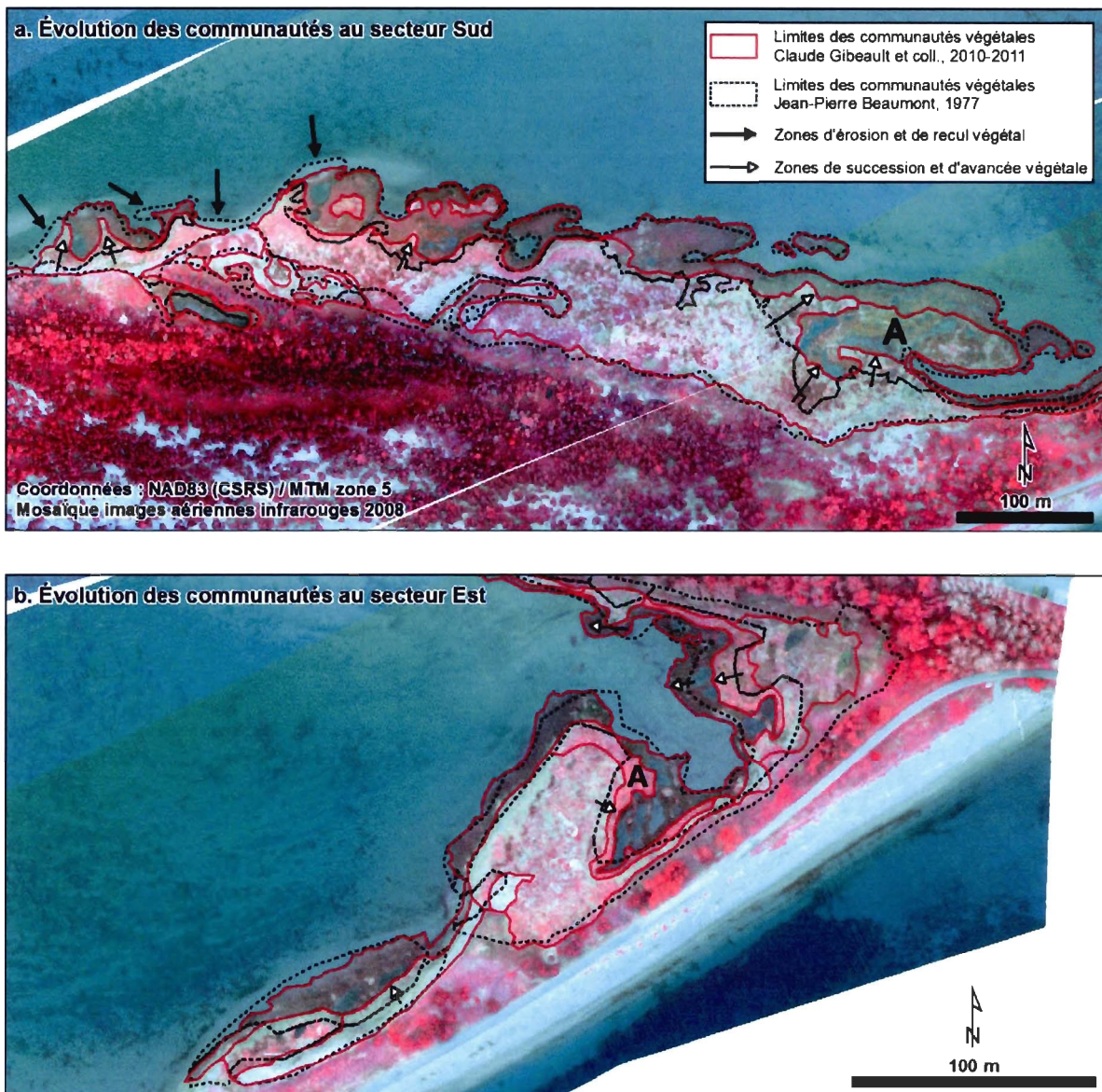


Figure 12: Évolution des communautés végétales depuis les relevés cartographiques de Jean-Pierre Beaumont en 1977 (Beaumont, 1978) aux secteurs Sud (a) et Est (b). Les flèches noires indiquent des zones de recul du marais inférieur tandis que les flèches blanches indiquent des zones d'avancée du marais supérieur. La majuscule « A » indique des zones où l'on a observé une succession végétale : des zones autrefois dominées par la spartine alterniflore qui sont maintenant dominées par la spartine étalée et le jonc de Gérard.

ANNEXE B – ÉVOLUTION 1963-2008 ET TENDANCE DE LA SUPERFICIE
DES GRANDES MARELLES DE PENOUILLE

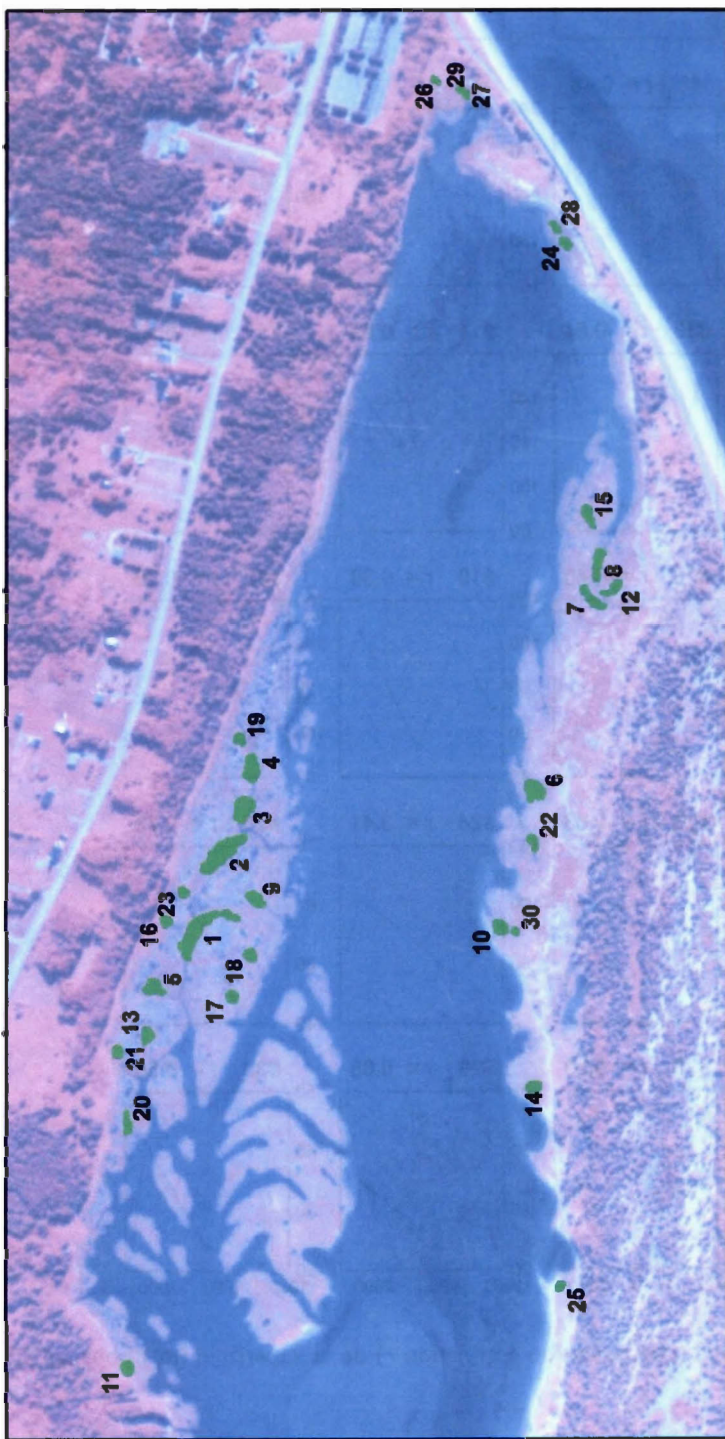


Figure 13: Position des trente marelles étudiées.

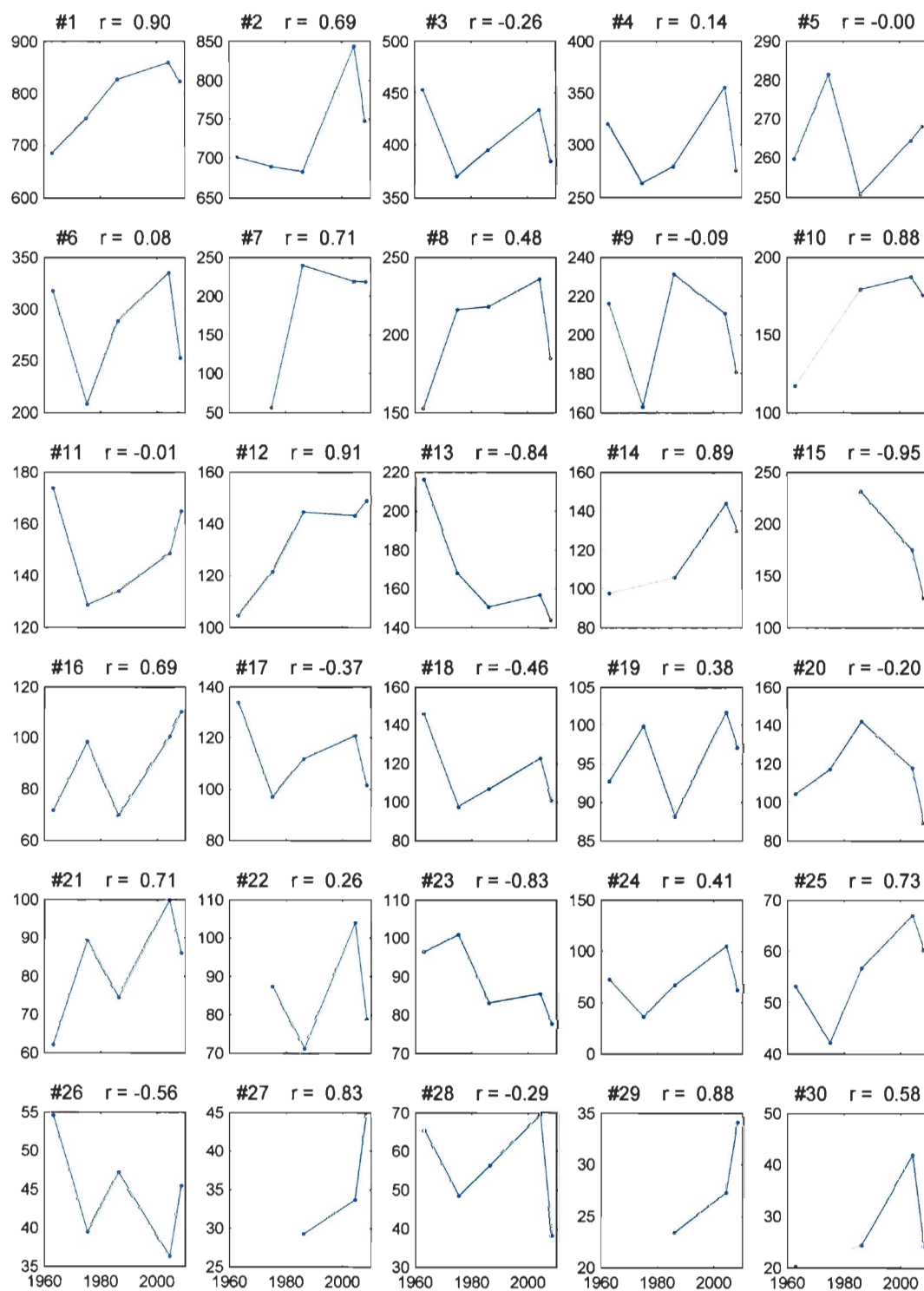


Figure 14: Évolution 1963-2008 et tendance (coefficient de corrélation r) de la superficie (m^2) pour les 30 marelles étudiées.

