Dynamique de l'écosystème côtier de la péninsule de Penouille dans un contexte de changements climatiques, Parc national du Canada Forillon

Rapport final

Présenté au Parc national du Canada Forillon

Sous la direction de
Pascal Bernatchez, Ph.D.

Mai 2013

Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières | UQAR

Équipe de réalisation

Coordination, recherche, relevés sur le terrain, analyse et rédaction

Pascal Bernatchez	Professeur-chercheur (Ph.D) au Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtière (LDGIZC), Université du Québec à Rimouski (UQAR)

Collaborateurs

Urs Neumeier	Professeur-chercheur (Ph.D) au Laboratoire de sédimentologie marine, Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER-UQAR)
Jean Laflamme	Directeur général du Centre interdisciplinaire de développement en cartographie des océans (CIDCO)
Bernard Hétu	Professeur-chercheur (Ph.D), UQAR
Guillaume Marie	Professeur-chercheur (Ph.D), UQAR

Relevés sur le terrain, cartographie, analyse et rédaction

Chantal Quintin	Géographe (M.Sc), Professionnelle de recherche, LDGIZC, UQAR
Christian Fraser	Océanographe (M.Sc), Professionnel de recherche, LDGIZC, UQAR
Myriane Houde-Poirier	Candidate à la maîtrise, géographie, UQAR
Claude Gibeault	Candidat à la maîtrise, océanographie, ISMER-UQAR

Relevés sur le terrain des instruments microclimatologiques, analyse et rédaction

Yvon Jolivet	Microclimatologue (M.Sc), Professionnel de recherche, LDGIZC, UQAR

Traitement des données de niveaux d'eau et de hausse du niveau marin relatif, rédaction

Geneviève Boucher-Brossard	Géographe (M.Sc), Professionnelle de recherche, LDGIZC, UQAR

Relevés sur le terrain, cartographie et analyse

David Lacombe	Géographe (B.Sc), Assistant de recherche, LDGIZC, UQAR
Steeve Dugas	Géographe (B.Sc), Professionnel de recherche, LDGIZC, UQAR
Yanick Larue	Géographe (B.Sc), Spécialiste en géomatique marine, CIDCO
Mathieu Rondeau	Ingénieur junior (M.Sc), Spécialiste en géomatique marine, CIDCO

Martin Lapointe	Géographe (M.Sc), Spécialiste en géomatique marine, CIDCO
Maude Audet Morin	Géographe (M.Sc), Spécialiste en géomatique marine, CIDCO

Relevés sur le terrain et analyse en laboratoire

Sébastien Pomerleau	Candidat à la maîtrise, géographie, UQAR
Audrey Mercier-Remillard	Candidate au doctorat, océanographie, UQAR
Tarik Toubal	Chimiste (M.Sc), Professionnel de recherche, LDGIZC, UQAR

Instrumentation et analyse sédimentologique

Sylvain Leblanc	Technicien en océanographie, ISMER-UQAR

Relevés sur le terrain

David Didier	Candidat à la maîtrise, géographie, UQAR
Stéphanie Harnois	Géographe (M.Sc)
Rosalie Davreux	Géographe (B.Sc)

Échantlillonage et détermination du benthos

Laure de Montety	Océanographe (M.Sc), Professionnelle de recherche, Laboratoire d'écologie benthique, ISMER-UQAR

Révision du rapport

Susan Drejza	Géographe (M.Sc), Professionnelle de recherche, LDGIZC, UQAR

RÉFÉRENCE COMPLÈTE

Bernatchez, P., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Jolivet, Y., Houde-Poirier, M., Hétu, B., Gibeault, C., Boucher-Brossard, G. et 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.* Rapport remis au Parc national du Canada Forillon. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, mai 2013, 410 p.

Remerciements

Nous désirons d'abord et avant tout remercier chaleureusement Claude Samson, Mathieu Côté, Daniel Sigouin et Susan Dionne de Parcs Canada, pour leur appui et leur collaboration exceptionnelle tout au long du projet.

Nous remercions aussi Olivier Bérard, Julie Bouchard, Stéphane Greffard et Jean-Yves Chouinard et Sylvain Paradis de Parcs Canada pour leur participation.

Nous voulons spécialement remercier tous ceux et celles qui ont participé aux trois ateliers. Ces ateliers furent un lieu d'échanges essentiel pour le développement du projet.

Nous désirons aussi remercier toutes les personnes du Parc national du Canada Forillon qui ont participé à l'installation des instruments sur le terrain.

Finalement nous remercions Parcs Canada pour le financement de ce projet de recherche qui est un exemple à suivre avant la mise en place d'infrastructures en zone côtière.

Photographies de la page de couverture : Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, 2010-2012.

Sommaire décisionnel

La presqu'île de Penouille, localisée dans la baie de Gaspé dans le Parc national du Canada Forillon (PNCF), a été particulièrement touchée par les tempêtes au cours des 20 dernières années. Or, on retrouve sur ce site des infrastructures ainsi que des ressources naturelles et culturelles qui sont menacées par l'érosion côtière. La récurrence des dommages à la route d'accès limite à la fois les possibilités d'utilisation et celles liées à la mise en valeur de ce secteur du parc. Par ailleurs, les partenaires du PNCF et les intervenants régionaux aimerait profiter d'un meilleur accès au site et collaborer pour mettre en valeur les attraits de la presqu'île. Afin de répondre à ces attentes et améliorer les activités éducatives et l'expérience de visite sur le site, l'équipe de gestion du parc s'est donc engagé dans un projet de développement et d'aménagement intégré de la presqu'île de Penouille. Afin d'appuyer la prise de décision relative à ce projet, les gestionnaires ont demandé au Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'Université du Québec à Rimouski de superviser et réaliser un vaste projet de recherche pluridisciplinaire visant à mieux comprendre la dynamique côtière du secteur de Penouille.

Les résultats de l'étude ont montré que l'évolution côtière de la presqu'île de Penouille est atypique pour une flèche littorale. Ainsi, la ligne de rivage a peu varié au cours des six dernières décennies, ce qui démontre une relative stabilité à long terme. Une certaine alternance de reculs et d'avancées a néanmoins été notée durant les 60 dernières années. Les avancées les plus fortes sont liées au démantèlement d'infrastructures, principalement des quais, et les reculs les plus importants ont été causés par des tempêtes durant lesquelles le niveau d'eau était particulièrement élevé. Lors de telles tempêtes, comme celle du 6 décembre 2010, l'ensemble de la plage s'érode, mais celle-ci retrouve un profil d'équilibre quelques mois plus tard. Par ailleurs, les effets des tempêtes sont en partie atténués par des cordons sableux de bas estran au large du pédoncule, i.e. des bancs de sable qui émergent à marée basse qui agissent comme un brise-lame naturel. Ces cordons migrent graduellement vers la côte et se reforment à intervalles réguliers, contribuant ainsi à l'équilibre sédimentaire et à la stabilité de la presqu'ile de Penouille. Quatre secteurs ont été identifiés comme étant plus vulnérables à l'érosion et à la submersion sur un horizon temporel allant jusqu'en 2050 : l'ensemble de la lagune et du marais, le secteur du bâtiment de services, le secteur de la route d'accès et finalement la pointe sud. L'aménagement d'infrastructures de services, d'accueil et de mise en valeur devra tenir compte de la dynamique particulière de ces quatre secteurs.

En raison des risques appréhendés d'érosion et de submersion au cours des prochaines décennies et pour maintenir un accès universel à la presqu'île de Penouille, l'équipe de gestion du PNCF a proposé l'aménagement d'une passerelle qui s'étendrait sur les 600 mètres les plus vulnérables du pédoncule. À la lumière des projections relatives à l'évolution de la ligne de rivage, le tracé le plus éloigné de la plage est fortement recommandé. Ce tracé offre un espace suffisant pour éviter l'interférence des structures sur la dynamique côtière tout en réduisant les risques de bris causés par les tempêtes.

La localisation actuelle du bâtiment de services n'est clairement pas appropriée. Ainsi, les niveaux d'eau élevés lors de tempête ont endommagé les murets de protection si bien que la partie avant du bâtiment n'est plus accessible. La relocalisation du bâtiment en dehors des zones

d’érosion et de submersion projetées est donc recommandée. Toutefois, si sa relocalisation est tout de même envisagée dans la zone susceptible d’être submergée à marée haute au cours des prochaines décennies, des mesures d’immunisation devraient être prises pour surélever le bâtiment au-delà de la cote de submersion.

Un concept d’accès à la mer et d’infrastructure d’accueil, nécessaire pour rencontrer les objectifs de mise en valeur du site, a été mis en place sur la pointe sud. L’étude a démontré que ce secteur est fortement vulnérable à la submersion et cette vulnérabilité est étroitement liée au rôle que joue la dune bordière. Il est donc recommandé d’éviter toute dégradation de ces dunes. La circulation des véhicules motorisés lors des travaux d’installation et de maintenance saisonnière devra être limitée au strict minimum et circonscrits à la plage.

Les gestionnaires du parc souhaitent remplacer la conduite d’eau temporaire, qui traverse l’entrée de la lagune, par une conduite d'eau permanente suivant le même trajet. Il est possible d’enfouir l’ensemble du dispositif de la conduite d’eau pour limiter les risques de bris causés notamment par le mouvement des glaces. Cependant, afin d’éviter la perturbation du milieu lors des travaux d’enfouissement, une alternative à la conduite d’eau permanente serait l’implantation d’un puits sur la presqu'île de Penouille. Une évaluation du potentiel de l’aquifère est donc recommandée avant d’initier un tel projet.

La restauration et la naturalisation des secteurs perturbés lors des travaux sont recommandés afin de favoriser un retour plus rapide à une dynamique côtière naturelle. De plus, des accès à la plage devront être aménagés afin d’éviter le piétinement de la végétation qui stabilise les sédiments. Une sensibilisation sur l’importance écologique de la végétation de bord de mer dans la dynamique du milieu devrait faire partie du programme éducatif mettant en valeur le site.

Il est fortement recommandé de mettre en place des mesures de suivi afin d’évaluer si les nouvelles infrastructures n’interfèrent plus de manière significative sur l’écosystème côtier. Le suivi permettrait également d’évaluer l’efficacité des activités de restauration de la dynamique naturelle du milieu, Une attention particulière doit être portée aux secteurs de contraintes pour l’aménagement d’infrastructures. Nous suggérons de baser le suivi sur des relevés aéroportés (imagerie et LiDAR), des relevés de profils de plage sur le terrain (DGPS) et sur une surveillance des événements de tempêtes en temps réel (caméras de suivi).

Executive summary

The Penouille peninsula, located on the north shore of the Gaspé Bay in the Forillon National Park of Canada (FNPC), was particularly affected by storms during the last 20 years. However, infrastructures as well as natural and cultural resources are found on this peninsula and are threatened by coastal erosion. The recurrence of damages to the access road limits both the usage and the development possibilities of this sector of the FNPC. In addition, the FNPC partners and regional stakeholders would like to take advantage of a better site access and collaborate to highlight the particularities of the peninsula. In order to meet these expectations and improve educational activities as well as visitor experience on this site, the park management team has undertaken an integrated development project for the Penouille peninsula. To support their decision-making on this project, the management team has asked the Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtière of the Université du Québec à Rimouski to supervise and carry out a comprehensive multidisciplinary research project to better understand the coastal dynamics of the Penouille area.

The results of the study showed an atypical coastal evolution of the Penouille peninsula sand spit. Indeed, the movement of the shoreline was relatively small during the last six decades, which demonstrate a relative long-term stability. Nevertheless, some alternating advances and retreats have been noted during the last 60 years. The strongest shoreline advances are related to infrastructure decommissioning, mainly of jetties, and the strongest retreats were caused by storms with particular high water levels. During such storms, as the one of December 6, 2010, the whole beach is eroded, but it gets back to a balanced profile a few months later. Moreover, storm impacts are partially attenuated by the intertidal longshore bars, which emerge at low tide and act as natural breakwater. These bars migrate progressively shoreward and new ones are generated in deeper water at regular interval, thus contributing to the sediment equilibrium and the stability of the Penouille peninsula. Four sectors were identified as being more vulnerable to coastal erosion and flooding over a time horizon up to 2050: the entire salt marsh, the service-building sector, the access-road sector and the south-western point. The development of infrastructures for access, service, visitor information and heritage presentation must take into account the particular dynamics of these four sectors.

Due to the expected erosion and flooding risk during the next decades, and to maintain universal access to the Penouille peninsula, the FNPC management team has proposed the construction of a 600 m long bridge spanning the most vulnerable section of the narrow terrestrial link. Considering the projected shoreline evolution, the farthest route from the beach is strongly recommended for this bridge. This route allows a sufficient buffer zone to avoid interferences between coastal dynamics and bridge while reducing risks of damages by storms.

The present location of the service building is clearly not appropriated. Waves combined with high water levels during storms have damaged the wooden protection walls, so that the seaward side of the service building is no longer accessible. Relocation of this building to a new location beyond the expected erosion and flooding areas is recommended. However, if the new

location is in the area exposed to flooding in the next decades, the building must be raised above the expected flood level.

A concept of sea access and visitor information required to achieve the development objectives of the site, was implemented on the south-western tip. The project showed that this sector if highly vulnerable to flooding and this risk is closely related to the condition of the coastal dunes. It is therefore recommended to avoid any degradation of these dunes. Motor vehicles used for installation and seasonal servicing of pier and gangway should be strictly limited to the beach.

The FNPC managers wish to replace the temporary water line, which crosses the lagoon inlet, by a permanent water pipe along the same path. It is possible to bury the entire water supply system to limit the risks of damage, especially by the sea-ice movements. However, to avoid disturbance of the environment during the digging, an alternative to the permanent water pipe would be drilling a well on the Penouille peninsula. Therefore an assessment of the peninsula aquifer capacity is recommended before starting such a project.

Restoration and naturalization of areas disturbed during work are recommended in order to return more rapidly to natural coastal dynamics. In addition, beach accesses must be delimited to avoid trampling of the sediment-stabilizing vegetation. Therefore, one of the objectives of the site educational program should be to increase the awareness of the ecological importance of beach vegetation in preserving a natural coastal dynamics.

It is strongly recommended to implement a monitoring program to assess whether the new infrastructures no longer interfere significantly with the coastal ecosystem. This would also allow assessing the effectiveness of actions taken to restore the natural coastal dynamics. Close attention should be paid to vulnerable sectors where infrastructures development is constraint. We suggest implementing a monitoring approach based on airborne surveys (imaging and LiDAR), field surveys of beach profiles (DGPS), and continuous monitoring storm events with cameras.

Résumé

La presqu'île de Penouille est un des pôles d'attraction du Parc national du Canada Forillon (PNCF). La direction du PNCF a décidé de mettre sur pied un projet d'aménagement sur la presqu'île pour bonifier l'expérience du visiteur et varier l'offre d'activités éducatives et récréatives. Afin d'assurer la pérennité des aménagements dans le temps, le présent contexte de changements climatiques oblige les différents intervenants à tenir inévitablement compte du phénomène d'érosion et de submersion côtière étroitement associé aux aléas du climat. L'approche pluridisciplinaire qu'a nécessitée ce vaste projet a largement contribué à accroître le niveau de connaissance de la dynamique côtière du secteur afin d'aider la direction du parc dans la prise de décisions sur le type d'infrastructure à favoriser pour permettre l'accès à la presqu'île et y assurer un développement durable. Cette étude a permis de : i) effectuer une mise à jour des connaissances sur la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille, du marais ainsi que des secteurs adjacents; ii) réaliser une modélisation pour l'horizon temporel de 2050 des effets des changements climatiques et de la hausse du niveau marin relatif sur l'évolution des systèmes côtiers; iii) donner un avis sur les types d'infrastructure à implanter et leur localisation sur la presqu'île de Penouille qui auraient une interférence minimale sur la dynamique sédimentaire dans le contexte des changements climatiques et iv) proposer des méthodes de suivi appropriées afin d'évaluer l'efficacité de la mise en place d'infrastructures à construire sur la restauration de la dynamique naturelle du milieu. Tout au long du projet, des ateliers annuels et des rencontres trimestrielles entre chercheurs et gestionnaires du parc ont permis d'alimenter la réflexion sur les scénarios d'aménagement et d'orienter les recherches. Ce processus d'échanges de connaissances s'avère essentiel pour une prise en compte optimale des aléas côtiers dans la gestion intégrée de la zone côtière.

Origine de la formation de la presqu'île de Penouille

La dernière déglaciation survenue il y a 15 000 ans, puis les variations du niveau marin relatif, subséquentes à la fonte des glaciers rendent le territoire du PNCF unique en son genre. Tout d'abord, ce territoire a été le carrefour de quatre masses glaciaires distinctes : 1) l'inlandsis Laurentidien, 2) la calotte régionale gaspésienne, 3) un glacier local sur la péninsule de Forillon et 4) la calotte d'Escuminac. De plus, le PNCF est situé à la confluence de deux patrons d'évolution du niveau marin relatif, soit celui de l'estuaire du Saint-Laurent et celui des provinces maritimes. Au nord de la péninsule gaspésienne, les terres ont été principalement en émersion, depuis la dernière glaciation, alors que dans les provinces maritimes et dans la baie des Chaleurs les régions côtières ont été principalement en submersion et la subsidence se poursuit encore de nos jours. L'analyse du schéma de glaciation et de déglaciation ainsi que des variations du niveau marin relatif dans la baie de Gaspé révèle que les mouvements glacio-isostatiques s'apparentent davantage à ce qui est observé dans les maritimes et dans la baie des Chaleurs. Après avoir atteint une limite marine maximale de 32 m, le niveau marin est rapidement passé sous le niveau actuel entre 13 et 12 ka cal. BP (datation calibrée en milliers d'années avant 1950) pour atteindre un bas niveau marin de -30 m entre 10,6 et 9,4 ka cal. BP. Par la suite, la remontée du niveau marin a entraîné une importante phase de remplissage sédimentaire des principaux chenaux des cours d'eau qui se jetaient dans la baie de Gaspé, notamment du ruisseau Ascah.

La presqu'île de Penouille s'est développée sur le delta du ruisseau Ascah. La partie sommitale du delta est formée d'une séquence sédimentaire de 12 m qui s'est mise en place après 1 630 ans cal. BP. Les datations obtenues à la base du marais et de la lagune indiquent que la

sédimentation fine a débuté entre 900 et 800 ans cal. BP. Ceci implique qu'à cette période, le cordon principal de la presqu'île de Penouille était attaché à la côte permettant les conditions calmes nécessaires à la sédimentation de particules fines. Le début de la sédimentation de Penouille se situe donc entre 1630 et 900 ans cal. BP. La formation de la presqu'île de Penouille a été alimentée en sédiments principalement par l'érosion de la falaise située à l'est. Ces sédiments sont transportés par la dérive littorale vers l'ouest. Le recul de la falaise a entraîné la formation d'une plate-forme d'érosion. Cette plate-forme d'érosion est en équilibre avec les conditions actuelles, ce qui implique que le niveau marin est demeuré autour du niveau actuel (± 1 m) depuis le début de sa formation. Basé sur un taux de recul moyen de 0,1 m/an, on peut estimer le début de la formation de la plate-forme d'érosion et des apports sédimentaires nécessaires à la construction de la flèche littorale de Penouille vers 1 400 ans cal. BP. À la suite d'une légère fluctuation du niveau marin relatif entre 650 et 500 ans cal. BP, la presqu'île de Penouille a connu une progradation avec l'édification de plusieurs cordons littoraux. Dans l'ensemble, la forme de la presqu'île de Penouille est demeurée sensiblement la même depuis, au moins, l'an 1765.

Évolution des conditions météo-marines historiques responsables de l'évolution côtière

C'est à partir de plusieurs sources de données historiques (climatiques, marégraphiques, états des glaces, archives écrites et caméras de suivi) qu'un portait de l'évolution des facteurs naturels qui conditionnent les changements de la zone côtière a pu être dressé.

L'analyse de l'évolution du climat durant la période de 1916-2010 révèle une tendance à la hausse de la température moyenne annuelle significative de +1,29 °C. Cette hausse est encore plus importante durant la période hivernale avec une valeur moyenne de +2,13 °C. Les quatre périodes récentes analysées entre 1993-2010 montrent aussi une température moyenne annuelle au-dessus de la normale 1971-2000.

L'élévation des températures a forcément un impact majeur sur plusieurs paramètres du climat. À cet effet, on note une tendance significative à la baisse du cumulatif des degrés-jours de gel annuel de -284,1 D-j. Aussi, la présence de glace étant étroitement liée aux températures froides, le résultat de la tendance de la couverture de glace sur le golfe du Saint-Laurent indique une diminution non significative de son étendue, soit -7,0 % de la superficie totale analysée. Durant la période chaude 1993-2010, la superficie du couvert de glace est faible.

Le rehaussement des températures moyennes durant la période froide semble avoir aussi un impact sur la distribution du type de précipitations. Le réchauffement des températures hivernales semble concorder avec le fait que les précipitations de pluie hivernales sont aussi à la hausse. La tendance des précipitations de pluie annuelles est à la hausse de +291,4 mm pour la période de 1916 à 2010. Le nombre d'événements annuels de pluies diluviennes montre une tendance significativement à la hausse tant pour le seuil de 50 mm et plus que pour celui de 30 mm et plus de pluie tombée en une journée.

La somme des événements de tempête avec une vitesse du vent supérieure à 50 km/h est de 88 entre les années 1979 et 2010, représentant 2,7 événement/an. La fréquence des tempêtes passe de 3,6 événements/an à 1,8 événements/an durant cette période, mais cette baisse est non-significative. Les tempêtes se produisent majoritairement durant les saisons hivernales et printanières.

L'analyse d'archives et d'images issues des caméras de suivi entre mars 2010 et avril 2012 a permis de recenser les événements de tempête qui ont provoqué des dommages sur le littoral. C'est la combinaison de plusieurs facteurs qui entraine des événements d'érosion et de submersion exceptionnels. Lors d'une tempête, la conjoncture basse pression atmosphérique, vent et marée haute provoque un niveau d'eau plus élevé que la normale souvent jumelé à des vagues de forte amplitude. Les périodes de faible couverture de glace sur la baie exposent la côte aux tempêtes qui normalement n'auraient pas autant d'effet en situation d'englacement normal. Les tempêtes de décembre 1983, 1991, 2005 et 2010 ainsi que celle d'octobre 1991 ont été particulièrement sévères. De plus, la direction des vents joue un rôle de premier plan dans l'évolution et l'aboutissement des évènements d'érosion et de submersion exceptionnels de Penouille. Les épisodes de forts vents provenant de l'est et du sud-est affectent le littoral orienté est-ouest (secteur de la route d'accès) et ceux provenant de l'ouest et du sud-ouest affectent le littoral orienté nord-sud de Penouille (secteur du bâtiment de services). Les épisodes d'érosion et de submersion associés à des tempêtes touchent davantage la façade littorale orientée est-ouest en raison de la longueur du fetch qui favorise des vagues de forte amplitude.

Finalement, la tendance du niveau marin mesuré à la station marégraphique de Rivière-au-Renard entre 1969 et 2012 a été légèrement à la hausse avec une vitesse de 0,99 ±0,37 mm/an. Cependant, on y observe deux phases distinctes de part et d'autre d'un niveau marin le plus bas en 1989 : une tendance à la baisse de -2,98 mm/an entre 1969 et 1988 et une hausse de 4,14 mm/an entre 1989 et 2012. Le calcul de la tendance du niveau marin sur des intervalles de 15 ans montre que ce renversement brusque s'effectue en 1987. Cette accélération de la hausse du niveau marin est aussi observée vers 1987 à plusieurs stations marégraphiques des régions côtières canadiennes et américaines de l'Atlantique. Ce phénomène mesuré à la station marégraphique de Rivière-au-Renard n'est donc pas local, mais s'inscrit dans la tendance à la hausse du niveau marin mondial.

Dynamique côtière passée et actuelle

Presqu'île de Penouille

L'analyse de l'évolution séculaire, décennale, annuelle et saisonnière de la presqu'île de Penouille indique une évolution atypique pour une flèche littorale. Ce système évolue davantage comme les systèmes de terrasses de plage à barres sableuses et montre une grande stabilité à long terme. La comparaison des taux de déplacement de la ligne de rivage des autres flèches littorales de la péninsule gaspésienne et de celle de la presqu'île de Penouille montre que cette dernière présente des reculs de faible ampleur. L'évolution de la ligne de rivage analysée à l'aide de neuf photographies aériennes entre 1948 et 2010 montre une stabilité (avancée de 0,07 m/an). Généralement, il n'est pas surprenant de mesurer des taux de recul supérieurs à 1 m/an dans ce type de côte. Par exemple, pour la même période d'analyse, les valeurs mesurées pour la flèche littorale de Sandy Beach, située tout près, indiquent un taux de recul moyen de l'ordre de -1,7 m/an. Des huit périodes analysées entre 1948 et 2010, celles de 1979-1986, de 2001-2004 et de 2008-2010 présentent les taux de recul de la ligne de rivage les plus élevés. Ceci coïncide avec une température moyenne annuelle chaude, un nombre de tempêtes élevé en période hivernale et une superficie du couvert de glace faible. De plus, ces périodes ont enregistré des niveaux d'eau élevés.

Les taux d'avancée les plus élevés ont été enregistrés entre 1970-1979 et entre 1986-1993. La période 1970-1979 a connu un réajustement de la ligne de rivage à la suite du démantèlement

d'infrastructures côtières. La mise en place d'infrastructures le long de la côte et leur démantèlement ont contribué à modifier de manière significative l'évolution de la ligne de rivage et de la plage. Lorsqu'elles sont perpendiculaires à la côte, elles coupent l'apport sédimentaire en aval des structures et lorsqu'elles sont parallèles à la côte elles empêchent les échanges sédimentaires entre la haute plage, le haut estran et le bas estran. De ce fait, le démantèlement des infrastructures au début des années 1970 a favorisé la renaturalisation du système contribuant ainsi à un nouvel équilibre sédimentaire de l'ensemble de Penouille. La période de 1986-1993 coïncide avec une température moyenne annuelle froide, un faible nombre d'événements de niveaux d'eau extrêmes et une superficie du couvert de glace élevée.

L'analyse de six relevés réalisés sur 17 profils de plage entre juin 2010 et septembre 2011 montre que la façade littorale orientée est-ouest est sensible aux événements de tempête. Lors de tempêtes exceptionnelles, comme celle du 6 décembre 2010, l'ensemble de la plage s'érode surtout dans sa partie supérieure. Les parties inférieures et médianes de la plage s'engraissent peu à peu pour retrouver leur profil d'équilibre quelques mois après le passage de la tempête. De plus, il a été observé que les cordons sableux de bas estran jouent un rôle de protection important contre l'érosion des plages lors de ces tempêtes. En situation de tempête, un échange sédimentaire s'opère des cordons sableux vers la plage. De plus, il semble aussi y avoir une remontée des sédiments de la zone prélittorale vers la zone intertidale qui assure un certain équilibre sédimentaire du système côtier.

Marais et lagune

Onze communautés végétales ont été cartographiées dans le marais de Penouille, trois dans le marais inférieur (136 000 m^2) et huit dans le marais supérieur (76 000 m^2). Cette cartographie confirme la dépendance de la végétation avec la fréquence d'inondation qui a été mesurée dans la lagune et qui est directement reliée à l'altitude. À Penouille, le marais inférieur occupe en altitude seulement une zone d'environ 0,4 m.

Depuis les relevés de Grandtner et de Beaumont (~1975), le marais supérieur s'est étendu de quelques mètres ou dizaines de mètres au détriment du marais inférieur. Des zones autrefois dominée par de la spartine alterniflore sont maintenant colonisées 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. Comparé aux cartes de Grandtner et de Beaumont le marais inférieur a aussi été érodé du côté de la lagune. Cela est confirmé par l'analyse des cinq photos aériennes historiques qui montrent une légère diminution de la superficie totale du marais de 3 % entre 1975 et 2008, correspondant à une perte annuelle de 0,1 %. Les secteurs nord-ouest et des îles sont le plus touchés (diminution annuelle de 0,3 %).

Trente marelles de grande taille ont été suivies sur photo aériennes de l'année 1963 à 2008. Leurs superficies changent peu au cours du temps. Les variations sont assez hétérogènes dans le temps et uniquement trois marelles augmentent ou diminuent en superficie de manière statistiquement significative. Cette absence de tendance suggère que ces grandes marelles du marais de Penouille sont relativement stables depuis plus de quarante ans.

La végétation et les sédiments de surface ont été caractérisés sur 40 sites de la lagune et 205 sites du marais. Il n'y a pas de relations claires entre les sédiments et le type de végétation.

Les sédiments de la lagune deviennent plus fins et plus riches en matière organique en s'éloignant de la passe, qui est la source locale de sédiment. De même, dans le marais, sur quelques dizaines de mètres, les sédiments deviennent plus fins et plus riches en matière organique en s'éloignant de la lagune et en montant en altitude. Toutefois, à l'échelle de l'ensemble le marais, la granulométrie ne présente pas la tendance escomptée avec l'élévation. En effet, le transport éolien de sable depuis la presqu'île de Penouille vers le marais ainsi que le transport par les glaces flottantes induisent plutôt une légère augmentation de la taille moyenne des grains avec l'altitude.

Deux houlographes ont enregistré le très faible niveau de vagues dans la lagune en 2010 et 2011. Les hauteurs dépassent rarement 5 cm et les périodes sont courtes, généralement entre 2 et 4 secondes, indiquant une génération locale des vagues par le vent dans la lagune. Un seul événement significatif de houle a pénétré par la passe avec des vagues de 16 cm près de la passe et de 9 cm au fond oriental de la lagune. Ces données soulignent la faible contribution des vagues à l'érosion dans la lagune.

Quatre faciès sédimentaires ont été définis sur la dizaine de carottes prélevées dans le marais. L'épaisseur des trois faciès de sédiments de marais (riches en débris végétaux et granulométrie fine) varie entre 15 et 73 cm et reposent sur le sable sous-jacent. Le marais de Penouille s'est installé dans la partie nord il y a environ 1000-1200 ans, c'est-à-dire vers 800 à 1000 après J.-C. (peut-être un peu plus tard, si long délai avant sédimentation des restes ligneux datés). Les datations ^{14}C indiquent des accrétions de 0,35-1 mm/an pour les périodes de plusieurs siècles, tandis que les datations ^{137}Cs affichent plutôt des taux de 1-3 mm/an depuis 1963. Le dépôt et l'érosion des sédiments ont été suivis semestriellement à partir d'une trentaine de plaques d'accrétion. Les résultats montrent une grande hétérogénéité spatiale de l'accrétion, avec en moyenne de 3,0 ± 0,9 mm/an de 2010 à 2012. Par contre, dans certaines zones seulement 1,5 ± 0,8 mm/an d'accrétion a été mesurée.

Dans les conditions actuelles, le marais de Penouille est relativement stable, apte à compenser la hausse du niveau marin relatif local entre 1969-2012, soit 1,4 mm/an. Toutefois, il se fait éroder très lentement du côté de la lagune, avec actuellement surtout une diminution du marais inférieur. Par contre, la hausse accélérée du niveau marin relatif observée depuis 1990 (de 4,2 mm/an) risque d'ennoyer lentement le marais.

En raison du réchauffement climatique global, il est à peu près certain que la hausse du niveau marin eustatique s'accélèrera encore plus dans le futur. Le taux d'accrétion actuel ne suffira alors pas à maintenir un équilibre, ce qui provoquera la perte des zones basses du marais. Les communautés végétales migreront vers la terre, toutefois le talus raide au nord limitera leur mouvement et il provoquera du *coastal squeeze* et une diminution de la surface totale du marais. L'importance et le moment de ces changements dépendra principalement de la vitesse de la hausse globale du niveau marin, mais aussi des modifications de la dynamique sédimentaire suite à l'augmentation du prisme tidal induisant une augmentation des courants.

Falaise

L'analyse de l'évolution historique du trait de côte de falaise s'étendant entre la presqu'île et Cap-aux-Os montre un recul entre 1970 et 2008. Bien que ce recul soit de faible ampleur, les apports sédimentaires provenant de la falaise sont suffisants pour maintenir l'équilibre

hydrosédimentaire de la presqu'île de Penouille. Ce recul est engendré par une grande diversité de processus d'érosion. Le sapement quotidien par les vagues et lors de niveaux d'eau élevés sur la paroi rocheuse fortement ou modérément fissurée, les cycles de gel et de dégel et l'appel au vide de pans rocheux seraient les principaux agents responsables de l'érosion de la falaise.

La partie ouest, instrumentée de la falaise de Penouille, est composée d'une alternance de schistes et de grès. Dans les formations schisteuses, le recul est progressif et constant alors que dans les grès il se produit de manière brusque par la chute de dalles par glissement, effondrement ou simple décrochement. Dans la falaise de grès, le peu d'amoncellement de neige sur les parois permet aux mécanismes liés au gel et dégel d'agir davantage sur la macrostructure de la roche engendrant, parfois, des disjonctions (congélation d'eau dans les fractures de la roche) qui peuvent mener au dérochement de grandes dalles massives qui entraine un recul de la falaise important et soudain.

Dans une perspective de changements climatiques, l'élévation des températures maximales automnales et printanières, et plus encore pour les températures hivernales, aura un impact certain sur le nombre de cycles de gel et dégel des surfaces et, plus sûrement, sur la recrudescence des évènements de redoux hivernaux. De plus, la réduction de la couverture de glace va exposer la falaise à un plus grand nombre de tempêtes et pourrait aussi augmenter la mobilité de la glace et son action sur la base de la falaise. Les différents processus découlant du réchauffement climatique devraient contribuer à augmenter le taux de recul de la falaise de Penouille.

Projection de la ligne de rivage et de la hausse du niveau de la mer pour 2050

La mise à jour des connaissances sur l'évolution historique des conditions météo-marines de l'extrémité de la péninsule gaspésienne ainsi que sur de la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille ont permis d'identifier les facteurs clés responsables de son évolution. Après une analyse des caractéristiques des différentes périodes entre 1948 et 2010, en fonction de critères de sélection, la période de 1993 à 2010 a été retenue pour effectuer les projections pour l'horizon 2050. Cette période représente bien le rythme d'évolution de Penouille et la stabilité du milieu sous des conditions relativement naturelles. On suppose ainsi que l'évolution future de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille va se faire sous des conditions naturelles semblables à la période de 1993 à 2010.

Le scénario d'évolution côtière de l'aléa érosion montre deux secteurs plus sensibles, soit la partie la plus étroite du pédoncule et celui au centre du littoral orienté nord-sud. Le secteur ouest du pédoncule demeurera le plus vulnérable à l'érosion côtière de la presqu'île de Penouille. Exposé aux processus marins, il est moins protégé par le cordon sableux de bas estran. Il est cependant possible qu'avec une renaturalisation du milieu, la plage retrouve un profil d'équilibre et que le recul projeté soit plus faible. Le littoral orienté nord-sud est généralement déficitaire avec une faible disponibilité sédimentaire au niveau de la plage. Selon la projection, si le bâtiment de services n'est pas déplacé, il sera emporté par le recul de la côte. La pointe sud, correspond à un secteur d'accumulation de la presqu'ile de Penouille. La pointe devrait s'accroitre, toutefois, sa progression est limitée en raison du profil bathymétrique abrupt.

La hausse du niveau marin relatif projetée en 2050 pour la presqu'île de Penouille est de 0,53 ± 0,14 m. Cette projection tient compte de la hausse eustatique et de la subsidence régionale.

La pointe sud de la presqu'île de Penouille sera l'un des secteurs les plus vulnérables à la submersion côtière. Bien que ce secteur bénéficie d'un apport sédimentaire, si l'accrétion verticale n'est pas suffisante, il sera submergé régulièrement lors des marées de vive-eau et de tempêtes ce qui engendrera l'agrandissement du milieu humide déjà existant.

Il est important de mentionner que l'augmentation des apports sédimentaires au cours des prochaines années devrait assurer un certain équilibre au système côtier. Deux sources ont été identifiées. La falaise localisée entre la presqu'île de Penouille et Cap-aux-Os constitue la principale source de sédiments. Le recul enregistré dans cette falaise devrait se maintenir dans le futur. L'autre source sédimentaire provient des ruisseaux qui se jettent dans la cellule hydrosédimentaire de Penouille et qui peuvent être amenés par les courants vers la presqu'île. Avec l'augmentation de la fréquence des événements de pluies diluviennes et le régime torrentiel des cours d'eau, les apports sédimentaires à la côte seront à la hausse. Finalement, la hausse du niveau marin relatif entrainera une augmentation de la fréquence des événements de débordement de tempêtes. Ces apports sédimentaires épisodiques sont essentiels au maintien du cordon littoral qui relie la presqu'île à la côte, mais aussi pour les dunes bordières situées sur la pointe sud. Leur accrétion verticale est assurée grâce à ces lobes de débordement.

Recommandations au sujet de l'aménagement de la presqu'île de Penouille et propositions de méthodes de suivi

La presqu'île de Penouille renferme de nombreux potentiels liés à sa mise en valeur, mais présente aussi des contraintes pour l'aménagement. Les principales contraintes proviennent de la sensibilité du milieu face aux processus côtiers et aux perturbations anthropiques. D'après les connaissances acquises sur la dynamique côtière ainsi que les résultats des projections de la ligne de rivage et de hausse du niveau marin, quatre secteurs, soit le pédoncule, le littoral orienté nord-sud, la pointe sud et l'entrée de la lagune, présentent des contraintes importantes pour l'aménagement. Ces secteurs correspondent aussi aux principaux sites visés par le nouveau concept d'aménagement proposé pour la presqu'île de Penouille.

Malgré son étonnante stabilité au fil des décennies, le secteur du pédoncule reste sensible aux événements de tempête, tel que celui survenu le 6 décembre 2010. Le maintien d'un équilibre entre des épisodes d'érosion et d'accumulation implique la conservation d'un espace de liberté pour permettre au système de migrer lors de tempêtes et de se rééquilibrer à la suite de leur passage. Pour ce faire, l'interaction avec des infrastructures doit être limitée, voir inexistante. Au cours des 15 dernières années, des travaux récurrents d'entretien ont été réalisés sur la route d'accès au niveau du pédoncule en raison des dommages occasionnés lors de tempêtes. Des travaux de stabilisation ont aussi été effectués pour protéger la route, mais les résultats escomptés n'ont pas été atteints. En raison de cette problématique d'érosion et de submersion côtières et pour maintenir l'accès universel de la presqu'île de Penouille, les gestionnaires de Parcs Canada ont proposé l'aménagement d'une passerelle. Cette passerelle sur pilotis en pieux vissés s'étend sur les 600 mètres les plus vulnérables du pédoncule. À la lumière des projections de l'évolution de la ligne de rivage et de la hausse appréhendée du niveau marin, le tracé le plus éloigné de la plage est fortement recommandé. Ce tracé devrait permettre un espace de liberté suffisant pour éviter l'interférence des structures sur la dynamique côtière et toute en préservant son intégrité. De plus, il est recommandé de restaurer et de naturaliser le segment de route qui sera abandonné.

Bien que la façade littorale orientée nord-sud ne soit pas exposée de manière importante aux vagues de tempêtes comparativement au pédoncule, un recul constant, mais de faible ampleur a été observé. Les niveaux d'eau élevés lors de tempête ont endommagé les infrastructures si bien que la partie avant du bâtiment de services n'est plus accessible. La relocalisation du bâtiment en dehors des zones d'érosion et de submersion projetées est recommandée. Le secteur en bordure du boisé et de la boucle de rebroussement nous semble l'endroit le plus propice. Toutefois, si sa relocalisation est envisagée dans la zone de submersion, des mesures d'immunisation devraient être prises pour surélever le bâtiment au-delà de la cote de submersion. Les terrains adjacents au bâtiment risquent cependant d'être occasionnellement submergés lors des tempêtes.

La pointe sud a connu au cours des 62 dernières années une alternance de forts reculs et de fortes avancées de la ligne de rivage. Cette alternance de fortes valeurs enregistrées est associée à la présence de structures perpendiculaires à la côte entre 1948 et 1970 et de leurs démantèlements à partir de 1970. Les projections côtières de la ligne de rivage pour 2050 montrent une avancée de la ligne de rivage et une submersion sur l'ensemble de la pointe. Un concept d'accès à la mer et d'infrastructure d'accueil est déjà en application sur la pointe sud. Comme la pointe sud est fortement vulnérable à la submersion et que cette vulnérabilité est étroitement liée au rôle que joue la dune bordière, il est recommandé d'éviter toute dégradation de ces dunes. La circulation des véhicules motorisés utilisé lors des travaux d'installation et de maintenance saisonnière doit être limitée à la plage.

Les gestionnaires de Parcs Canada voudraient remplacer la conduite d'eau temporaire, qui part du ruisseau Ascah et traverse la passe de la lagune à son endroit le plus étroit, par une conduite d'eau permanente suivant le même trajet. Bien que cette conduite d'eau n'entraînerait pas d'effets significatifs sur la dynamique naturelle, il est recommandé d'enfouir l'ensemble du dispositif de la conduite d'eau. Les points d'attache et les lests nécessaires au maintien de cette conduite ne doivent pas influencer les courants plus que la conduite temporaire et ne pas empêcher le mouvement des glaces flottantes. Une alternative à la conduite d'eau permanente au travers la passe serait l'implantation d'un puits sur la presqu'île de Penouille. Il serait nécessaire d'évaluer le potentiel de l'aquifère sur la presqu'île de Penouille et que cette évaluation tienne compte d'une éventuelle remontée de la zone d'eau saumâtre.

Afin d'évaluer les impacts de la mise en place de nouvelles infrastructures sur l'écosystème côtier et de l'efficacité des activités de restauration de la dynamique naturelle du milieu, il est important de mettre en place des mesures de suivi. Beaucoup d'efforts ont été investis durant les dernières années pour assurer un suivi côtier et il est souhaitable de le poursuivre à plus long terme. Étant donné que la ligne de rivage n'est pas statique, surtout dans un contexte de changements climatiques, la zone de suivi proposée s'étend du côté terrestre : à la limite des houles de tempête exceptionnelle et du côté marin, à la limite de la basse mer inférieure de grande marée (vu l'importance des cordons sableux de bas estran sur la presqu'île de Penouille). Cette délimitation permet d'inclure la plupart des formes et des processus influençant l'écosystème côtier. Une attention particulière doit être portée aux secteurs de contraintes pour l'aménagement d'infrastructures. Dans ce cas-ci, la plage, le marais, les cordons sableux de bas estran ainsi que la haute plage et l'arrière plage dans le secteur du pédoncule et de la pointe sud devraient être suivis régulièrement à l'aide des techniques suivantes : le relevé aéroporté (imagerie et LiDAR), le relevé sur le terrain à l'aide d'un DGPS et le relevé en continu avec des caméras de suivi.

Finalement, le travail sur le terrain et l'analyse des données ont permis à l'équipe de recherche d'améliorer de façon notable les connaissances sur l'histoire naturelle de la presqu'île de Penouille et de ses environs. Il serait très souhaitable que certaines de ces connaissances puissent être valorisées à l'intérieur d'un programme éducatif et d'expérience de visite tel que la déglaciation du territoire, les variations du niveau marin relatif, l'origine et l'évolution de la presqu'île de Penouille et la dynamique côtière récente, actuelle et future. De plus, à la lumière des problématiques soulevées dans le cadre de cette étude associées aux perturbations du milieu naturel par certaines activités ou infrastructures, il apparait opportun d'effectuer des campagnes de sensibilisation et de restauration.

Summary

The Penouille peninsula is one of the major attractions of the Forillon National Park of Canada (FNPC). The FNPC management set up a development project for the peninsula to improve the visitor experience and the opportunities for educational and recreational activities while taking into account the risks of coastal erosion and flooding in a changing climate. The aim of this large multidisciplinary project was to increase the knowledge of the local coastal dynamics in order to help the FNPC management in making decisions about access infrastructures to the peninsula that respect sustainable development. This study: (1) updated the knowledge on coastal dynamics of the peninsula and the salt marsh of Penouille and the adjacent areas; (2) modelled the effects of climate change and sea-level rise on the evolution of coastal systems for 2050; (3) advised on infrastructure types, their location, and activities on the Penouille peninsula that would produce minimal interferences with sediment dynamics in the context of climate change; and (4) proposed appropriate monitoring methods to assess the effectiveness of the infrastructure implementation for restoring the natural dynamics. Throughout the project, annual workshops and quarterly meetings between researchers and park managers have helped stimulating the analysis of development scenarios and orienting the research. This process of knowledge exchange is essential for taking optimally into account coastal hazards for the integrated coastal zone management.

Formation of the Penouille peninsula

The last deglaciation that occurred 15,000 years ago and following sea-level variations due to the glacier melting make the FNPC territory unique in its kind. This area was at the crossroads of four distinct ice masses: 1) the Laurentide ice sheet, 2) the Gaspe regional ice cap, 3) a local glacier on the Forillon peninsula, and 4) the Escuminac ice cap. Penouille is located at the limit between two patterns of relative sea-level change, that of the Canadian Shield and the St. Lawrence Estuary, and that of the Maritime provinces. North of the peninsula, the land was mostly uplifted, whereas in the Maritimes and in Chaleur Bay coastal areas were mainly sinking and subsidence still continues today. The pattern of glaciation and deglaciation and the relative sea-level variations in the Gaspé Bay reveal that post-glacial isostatic movements are more akin to what is observed in the Maritimes and the Chaleur Bay. The sea level reached a maximum height 32 m above present level, and then quickly lowered below the present level at 12-13 ky cal. BP and reached a low sea level of -30 m between 10.6 and 9.4 ky cal. BP. The subsequent rise in sea level caused important sediment infilling of the main river channels cut into the Gaspé Bay during the low stand, including the Ascah River. The Penouille peninsula was built upon the Ascah River delta. The upper part of this delta is formed by a 12-m sedimentary sequence that was deposited after 1630 cal. BP. Dates obtained at the base of the marsh and lagoon sediments indicate that fine sediment accumulation began between 900 and 800 cal. BP. Consequently at that time the Penouille peninsula was attached to the mainland and provided conditions calm enough for fine particle sedimentation. The beginning of the peninsula development was therefore between 1630 and 900 cal. BP. The peninsula formation was driven primarily by sediment erosion of the cliff located eastward in the upstream part of the sediment transport cell of Penouille. The cliff retreat produced an erosion platform, which is in equilibrium with the current conditions, implying that the sea level remained around the current level (± 1 m) from the beginning of the platform formation. Based on a present average retreat rate of 0.1 m/year, start of platform erosion and associated sediment mobilisation required for building the Penouille spit

can be estimated to 1400 cal. yr. BP. Following a slight fluctuation in relative sea level between 650 and 500 cal. BP, progradation of the Penouille peninsula occurred with the construction of several spits. Overall, the shape of the peninsula remained unchanged since at least the year 1765.

Past weather and sea conditions responsible for the coastal evolution

Several historical data-sets (weather stations, tide gauge, sea-ice conditions, different kind of archives, and coastal monitoring cameras) were used to define the evolution of the natural factors influencing changes in the coastal zone.

The analysis of climate changes for the period 1916-2010 reveals a significant warming trend of the annual mean temperature (increase of 1.29° C); the winter temperature rose even by 2.13° C. The annual mean temperature of the period 1993-2010 is also above the 1971-2000 climate normal.

Rising temperatures have necessarily a major impact on several climate parameters. There is a significant downward trend in the annual cumulative freezing-degree days (-284.1 FDD). Sea-ice formation is directly related to cold temperatures, and the ice cover in the St. Lawrence Gulf decreased by 7%, but this diminution is statistically not significant. During the warm period 1993-2010, the sea-ice cover was below the long-term mean.

Warmer winter temperatures seem also to cause an increase in winter rain. The total annual rainfall (excluding snowfall) increased from 1916 to 2010 by 291.4 mm. The number of annual events of heavy rains increased significantly both for the 50-mm and the 30-mm thresholds of rain fell in one day.

There were 88 storm events with a wind speed greater than 50 km/h between 1979 and 2010, i.e., 2.7 storms/year. Between 1979 and 2010 there was a non-significant decrease (-1.8 storm events) of annual storms. Storms occur mainly during winter and spring.

Storm events that caused damage on the shore were identified from various archives and with the coastal monitoring cameras installed from March 2010 to April 2012. Exceptional erosion and flooding events are caused by a combination of several factors. When a storm associated with a depression passage occurs at high tide, the water level is higher than normal and high speed winds generate large waves. Years with low sea-ice cover expose the coast to more storms. The storms of December 1983, 1991, 2005 and 2010 and of October 1991 were particularly severe. Wind direction has a crucial role for erosion and flooding events at Penouille. Strong easterly to southeasterly winds raise the sea-level in the funnel shaped Gaspé Bay and generate large waves in the St. Lawrence Gulf that damage the east-west shore of Penouille (access road sector), but does not reach the north-south shore of the peninsula (service building sector). Strong westerly and southwesterly winds generate waves in the Gaspé Harbour that are much more fetch-limited and that hit the north-south shore.

The mean sea-level measured at Rivière-au-Renard show a slow rise of 0.99 ± 0.37 mm/year between 1969 and 2012. However, there is a trend reversal during this period with a downward trend of -2.98 mm/year between 1969 and 1988 and a rise of 4.14 mm/year between 1989 and 2012. Computing the sea level trend with a moving 15-year window shows this sudden reversal from negative to positive values occurring in 1987. This acceleration of the sea level rise

is also observed around 1987 at several Atlantic U.S. and Canadian tide gauges. The phenomenon measured at the Rivière-au-Renard tide gauge at is not local, but part of the rising trend of global sea level.

Past and present coastal dynamics

Penouille Peninsula

The highest advance rates were observed in 1970-1979 and 1986-1993. During the period 1970-1979, a shoreline readjustment occurred after the dismantling of coastal infrastructures. Construction and dismantling of coastal infrastructure (jetties, seawall, etc.) modified significantly the shoreline and the beach profiles. Cross-shore structures interrupt the longshore drift and cause downstream sediment deficit, while shore parallel structures reduce sediment exchanges between back shore, fore shore, and shore face. Dismantling of the infrastructure in the 1970s led to a coastline readjustment and favoured the shoreline naturalization, thus contributing to a new sediment equilibrium for the entire peninsula. The period 1986-1993 corresponded with a cold mean annual temperature, a low number of extreme water levels in winter period and a high sea-ice cover.

Field measurements of shoreline movements since 2005 and beach profiles in 2010 and 2011 showed that coastal dynamics of the Penouille peninsula are sensitive to storm events. This applies especially to the east-west coast, which receives the highest waves due to the long fetches in the St. Lawrence Gulf. During exceptional storms, such as the December 6, 2010 storm, the entire beach is eroded, but especially the upper beach. Subsequently, the lower and middle parts of the beach are gradually built up to regain their equilibrium profile a few months after the storm passage. In addition, it was observed that longshore bars play an important role against beach erosion during these storms, dissipating partially the wave energy at low and middle water levels. These sand bars migrate shoreward and sediment exchange occurs between intertidal bars and the beach. Moreover, there seems to be sediment transfer from the shore face to the intertidal zone, which to provide some equilibrium to the coastal sedimentary system.

Marsh and lagoon

Eleven plant communities were mapped in the Penouille salt marsh, three in the low marsh (136 000 m2) and eight in the high marsh (76 000 m2). This mapping confirmed the dependence of vegetation on the inundation frequency, which was measured in the lagoon and is directly related to elevation. At Penouille, the low marsh ranges vertically over only ~0.4 m.

Since the surveys of Grandtner and Beaumont (~1975), the high marsh extended a few metres or tens of metres at the expense of the low marsh. Areas that were dominated by saltmarsh cordgrass are now colonized by saltmeadow cordgrass. This vegetative succession suggests that the vertical accretion was locally high enough to reduce the inundation frequency and to allow extension of S. patens toward the lagoon. Since the surveys of Grandtner and Beaumont, the low marsh has also been eroded its edge toward the lagoon. This is confirmed by the analysis of five aerial photographs showing a slight decrease of the total marsh surface (3% between 1975 and 2008, which corresponds to a loss of 0.1 % each year). The north-west and islands sectors are the most affected areas (annual loss of 0.3 %).

Thirty large salt marsh pans have been monitored on historic aerial photographs from 1963 to 2008. Their areas changed only little between photographs. Variations are irregular in

time, and only three marsh pans had a statistically significant long term increase or decrease in size. The lack of trend suggests that at Penouille these large marsh pans are relatively stable since over 40 years.

Vegetation and surface sediments were characterized at 40 lagoon sites and 205 marsh sites. There is no clear relationship between sediments and vegetation type. The lagoon sediments get finer and the organic matter content (LOI) increases with distance from the inlet (local sediment source). Similarly, marsh sediments become locally finer and LOI increases with distance from the lagoon and in higher elevation. However, the grain size does not follow the expected trend with elevation over the whole marsh, because the aeolian sand transport from the Penouille peninsula and heterogeneous sediments rafted by sea ice produce a slight coarsening of the average grain size in higher elevation.

Two wave recorders measured only very small waves in the lagoon in 2010 and 2011. The wave heights rarely exceeded 5 cm and periods were short, usually between 2 and 4 seconds, suggesting waves generated locally in the lagoon. Only once significant swell entered the inlet with waves of 16 cm near the inlet and 9 cm in the eastern reach of the lagoon. These data highlight the small contribution of waves to erosion processes in the lagoon.

Four sedimentary facies were identified in ten cores collected in the marsh. The thickness of the three marsh sediment facies (rich in plant fragments and finer grain size) varies between 15 and 73 cm. These facies rest on the underlying sand. The Penouille marsh started in the northern part about 1000-1200 years ago, i.e., about 800 to 1000 AD (perhaps slightly later if there was a long delay before the dated wood fragments got buried). Radiocarbon dates indicate accretion rates of 0.35 to 1 mm/year over several centuries, while 137Cs dates rather give rates of 1-3 mm/year since 1963. Deposition and erosion of sediments were followed biannually with 29 accretion plates. The results show a high spatial heterogeneity, with an average accretion of 3.0 ± 0.9 mm/year (but in some areas only 1.5 ± 0.8 mm/year) from 2010 to 2012.

Under the present conditions, the Penouille marsh is relatively stable, and it is able to compensate for the relative sea-level rise between 1969 and 2012 (1.4 mm/year). However, the marsh is slowly eroded on the lagoon side; this reduces presently mainly the low marsh. The accelerated sea level rise observed since 1990 (4.2 mm / year) may slowly drown the marsh.

Due to the global warming, the eustatic sea level rise will very probably continue to accelerate. The present accretion rate is then not enough to maintain equilibrium, causing the loss of the lower marsh areas. Plant communities will migrate landwards, but the steep slope to the north will confine their movement, causing coastal squeeze, and will reduce the total marsh area. The magnitude and the timing of these modifications will depend on the rate of the global sea-level rise, but also on the sediment dynamic change due to the increase in tidal prism.

Cliff

The shoreline analysis of historical aerial photographs shows a retreat for the cliff between Penouille and Cap-aux-Os, which is slow, but sufficient to supply enough sediments to maintain the balance of the sediment transport cell of Penouille. This retreat is caused by a wide variety of erosion processes; the most important are the continuous undermining by waves,

especially at high water levels, and the freezing/thawing cycles, which strongly or moderately crack the rocks.

The western cliff section, which is composed of silstones and sandstone alternations, was monitored with temperature sensors. The erosion is gradual and steady in silstones, while erosion in sandstones occurs suddenly by slabs sliding, falling or collapsing. The low snow accumulation in the sandstone cliff allow frost and thaw related mechanisms to operate on the rock macrostructure, where disjunctions (freezing of water in rock fractures) can sometimes trigger the collapse of large, massive slabs, causing an important and sudden cliff retreat.

From a climate change perspective, a rise of maximum fall and spring temperatures, and even more warmer winter temperatures with more winter thaws, will modify the number of freezing/thawing cycles of rock surfaces. In addition, the reduction of the sea-ice cover will expose the cliff to a greater number of storms and could also increase the mobility of the ice floes and their mechanical erosion on the cliff base. Therefore the different processes related to the global warming should increase the erosion rate of the Penouille cliff.

Projection of shoreline and sea level rise for 2050

The knowledge update on past weather and sea conditions and on evolution of coastal dynamics at the Penouille peninsula identified the key factors responsible for the peninsula evolution. The characteristics of eight periods between 1948 and 2010 were analysed with various selection criteria. The period 1993-2010 was selected as reference for future projections for 2050, because this period represents well the pace of change at Penouille and the system stability under relatively natural conditions, but with warmer temperatures, extreme high water levels and faster sea level rise. Therefore, the future evolution of the shoreline of the peninsula Penouille can be assumed to be similar in the period 1993-2010 under natural conditions.

The coastal evolution scenario for the erosion hazard shows two more sensitive sectors: the narrowest part of the link between peninsula and mainland, and the central part of the north-south shoreline. The western sector of the narrow link will remain the most vulnerable part of the Penouille peninsula to coastal erosion, because it is exposed to marine conditions coming from the St. Lawrence Gulf, and it is little protected by longshore bars. However, with a shore restoration the beach may find an equilibrium profile and the retreat may be lower than projected. The north-south coast is generally deficient with low sediment availability on the beach. According to the projection, if the service building is not relocated, it will be swept away by the shore retreat. The south-western point of the peninsula is an accumulation sector. The point should advance, but only little because the steep subtidal bathymetric profile.

The projected sea level rise for 2050 is 0.53 ± 0.14 m at Penouille. This projection includes the eustatic rise and the regional subsidence. The south-western point of the peninsula will be the most vulnerable area to coastal flooding. Although there is sediment supply in this sector, if vertical accretion of the backshore and dune area is not sufficient, it will be submerged regularly during spring tides and storms, causing the expansion of the existing wetland.

The increase in sediment supply over the next decades should provide some equilibrium to the coastal system. Two sediment sources have been identified. The cliff located between the peninsula and Cap-aux-Os is the main source. The observed cliff retreat should continue in the

future. The other sediment sources are the rivers and streams flowing into the sediment transport cell of Penouille. Sediment supply to the coast will be higher due to the frequency increase of heavy rainfall events and torrential floods. The sea level rise will increase the frequency of storm flooding, which contribute to vertical accretion by sandy overwash lobes. These episodic sediment additions are essential to maintaining the narrow link connecting the peninsula to the mainland, but also for the coastal dunes located at the south-western point.

Recommendations on the development of the Penouille peninsula and proposed monitoring methods

The Penouille peninsula offers many possibilities to highlight the natural environment, but there are also development constraints. The main constraints are related to the environment sensitivity to coastal processes and anthropogenic disturbances. According to past and present coastal dynamics and the projections of future shoreline and sea level rise, four sectors have major development constraints and justify special guidelines due to their sensitivity: the narrow peninsula-mainland link, the north-south shoreline, the south-western point and the lagoon inlet. These four sectors include the main sites of the new development project.

Despite its surprizing stability over decades, the narrow link remains sensitive to storm events, such as the December 6, 2010 storm. Maintaining equilibrium between erosion and accumulation periods requires a buffer zone to allow the beach system to migrate during storms and rebalance after their passage. To provide and conserve such a buffer zone, the interaction between sediment processes and the infrastructure should be limited or nil. Over the past 15 years, recurring maintenance and stabilization work was undertaken on the access road crossing the narrow link, but without achieving long-term protection against storm damages. To address these coastal erosion and flooding issues while maintaining universal access to the peninsula, the FNPC management has proposed the construction of a 600-m long bridge on screw piles to span the most vulnerable section of the narrow link. Considering the projected shoreline evolution and the expected sea level rise, the route farthest from the beach is recommended for this bridge. This route should allow a sufficient buffer zone to avoid interferences between coastal dynamics and bridge while preserving it from storm damage. In addition, it is recommended to restore and naturalize the old road.

Although the north-south shoreline is not exposed to important storm waves compared to the narrow link, a slow, but steady retreat was observed. Waves combined with high water levels during storms have damaged the existing wooden platform, so that the seaward side of the service building is no longer accessible. Relocation of this building to a new location beyond the expected erosion and flooding areas is recommended. The area at the woodland edge near the road turning loop seems the most suitable. If the new location is in the flooding area, the building must be raised above the expected flood level, and occasional flooding of the surroundings during storms must be accepted.

The south-western point has experienced over the last 62 years alternating important retreats and advances. These strong variations are related to the cross-shore structures between 1948 and 1970 and their dismantling after 1970. Coastal projections for 2050 show a slow shoreline advance combined with flooding across the south-western point of the peninsula. A sea access with a floating pier and a raised footpath has recently been installed there by the FNPC. Because the high flooding vulnerability of the area, it is recommended to avoid any degradation

of the coastal dunes. Motor vehicles used for installation and removal of pier and gangway should be strictly limited to the beach.

The FNPC management intends to replace the temporary water line, which starts from the Ascah River and cross the lagoon inlet, by a permanent water pipe along the same path. Although the water line should not have significant effects on the natural dynamics, it is recommended to bury the pipe shallowly where feasible to minimize potential impacts. Fixation structures of pipe should not influence currents more than the present temporary structures and must not hinder the sea-ice movements. An alternative to the permanent water pipe crossing the inlet would be drilling a well on the peninsula. However the peninsula aquifer capacity must be assessed to avoid the penetration of brackish groundwater.

To assess the impact of the new infrastructures on the coastal ecosystem and the effectiveness of restoring the natural coastal dynamics, it is important to implement follow-up actions. Much effort has been put in recent years to monitor the coastal zone and this should be continued on longer term. The proposed monitoring area extends from highest landward storm level to the spring low water mark in order to take into account the longshore bars. This area includes most features and processes affecting the coastal ecosystem. Because of its richness and distinctiveness, the entire coastal ecosystem requires monitoring, but special attention should be paid to areas potentially impacted by the infrastructure development. The beach, the salt marsh, longshore bars and the backshore on the narrow link and at the south-western point should be particularly monitored regularly using following methods: airborne survey (LiDAR and imaging), field survey using DGPS, and continuous observations with monitoring cameras.

Field work and data analysis significantly improved the knowledge of past evolution of the Penouille peninsula and its surroundings. Some of this knowledge should be exploited for an educational and visitor experience program, especially on following topics: deglaciation of the area, variations of relative sea level, origin and evolution of the peninsula, as well as recent, present, and future coastal dynamics. Furthermore, this study highlighted several issues related to environment disturbances by some activities or infrastructures; therefore it would be appropriate to conduct awareness campaigns and to publicly explain the restoration actions.

Table des matières

Sommaire décisionnel ..... *v*

Executive summary ..... *vii*

Résumé ..... *ix*

Summary ..... *xix*

Liste des figures ..... *xxxiii*

Liste des tableaux ..... *xlv*

Chapitre 1 Introduction *1*

1.1 Problématique **3**

1.2 Mise en contexte du projet **5**

1.3 Objectifs du projet **6**

1.4 Présentation du rapport **7**

1.5 Références **9**

Chapitre 2 Synthèse des conditions climatiques, de niveaux d'eau et du couvert de glace *11*

2.1 Cadre climatique **13**

2.2 Analyse historique des paramètres climatiques, des niveaux d'eau et du couvert de glace **13**

2.2.1 Température 15

2.2.2 Précipitations 19

2.2.3 Tempête 23

2.2.4 Niveaux d'eau 27

2.2.5 Événements météorologiques documentés causant un niveau d'eau élevé 34

2.2.6 Couvert de glace 41

2.3 Constats généraux **43**

2.4 Références **45**

Chapitre 3 Déglaciation et variations du niveau marin relatif à long terme 49

3.1 Géologie de la région 51

3.2 Contexte glaciaire dans la région de la baie de Gaspé 55

3.2.1 Dernière glaciation 56

3.2.2 Étapes de la déglaciation 60

3.3 Variations du niveau marin relatif 65

3.3.1 Mise en contexte régional 66

3.3.2 Limite marine 71

3.3.3 Variations du niveau marin relatif dans le Parc national du Canada Forillon : émersion des terres 73

3.3.4 Variations du niveau marin relatif : bas niveau marin 74

3.3.5 Variations récentes du niveau marin relatif et formation de la presqu'île de Penouille 78

3.4 Constats généraux 91

3.5 Références 93

Chapitre 4 Synthèse de la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille 105

4.1 Introduction 107

4.2 Cadre hydrosédimentaire de la baie de Gaspé 110

4.2.1 Régimes marégraphiques et hydrologiques 110

4.2.2 Circulation des eaux dans la baie de Gaspé 111

4.2.3 Unité et cellules hydrosédimentaires de la baie de Gaspé 116

4.2.4 Sources sédimentaires 118

4.3 Caractérisation côtière de la presqu'île de Penouille 128

4.3.1 Type et état de la côte 128

4.4 Évolution historique de la presqu'île de Penouille 130

4.4.1 Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010 130

4.4.2 Évolution de la largeur de la plage entre 1948 et 2008 134

4.4.3 Évolution des cordons sableux de bas estran 136

4.4.4 Évolution de l'artificialité 137

4.5 Évolution récente et actuelle 142

4.5.1 Évolution récente de la ligne de rivage 142

4.5.2 Évolution des profils de plage 143

4.5.3 Processus actifs 148

4.6 Constats généraux 165

4.7 Références 168

Chapitre 5 Synthèse de la dynamique de la lagune et du marais de Penouille 173

5.1 Introduction 175

5.2 Végétation 177

5.2.1 Méthode 177

5.2.2 Communautés végétales et leur répartition spatiale 177

5.2.3 Évolution depuis ~1975 187

5.2.4 Évolution des marelles 191

5.3 Sédiments superficiels 195

5.3.1 Méthode 195

5.3.2 Répartition spatiale 195

5.3.3 Relation entre sédiments et paramètres environnementaux 197

5.4 Accrétion-érosion en 2010-2012 201

5.5 Carottes 206

5.5.1 Méthode 206

5.5.2 Description des carottes et des faciès 207

5.5.3 Datations et taux d'accrétion 209

5.6 Niveaux d'eau, vagues et courants dans la lagune 213

5.6.1 Niveaux d'eau dans la lagune 213

5.6.2 Vagues dans la lagune 216

5.6.3 Courants, vagues et transport sédimentaire dans la passe 220

5.7 Variations relatives du niveau marin à Rivière-au-Renard et à Penouille 224

5.8 Discussion et conclusions sur le marais et la lagune 229

5.9 Références 232

Chapitre 6 Synthèse de la dynamique côtière de la falaise de Penouille 237

6.1 Introduction 239

6.2 Localisation et principales caractéristiques géologiques de la falaise 240

6.3 Évolution historique du trait de côte (1970-2008) 241

6.4 Évolution récente de la falaise (2010-2012) 244

6.4.1 Matériel et méthode 245

6.4.2 Caractérisation géologique de la falaise 252

6.4.3 Quantification des processus d'érosion à partir des observations et des instruments de mesure 253

6.5 Processus actifs 257

6.5.1 Processus hydrodynamiques 257

6.5.2 Processus gravitaires 260

6.5.3 Processus cryogéniques 264

6.5.4 Autres processus de météorisation et de fragmentation de la roche 273

6.5.5 Effets des glaces littorales 275

6.6 Constats généraux 277

6.7 Références 279

Chapitre 7 Projection de la ligne de rivage et de la hausse du niveau marin relatif 283

7.1 Introduction 285

7.2 Méthodologie 285

7.2.1 Couplage érosion et changements environnementaux 285

7.2.2 Couplage submersion et hausse du niveau marin relatif 294

7.3 Projection de l'évolution de la ligne de rivage et de la hausse du niveau marin relatif pour l'horizon 2050 298

7.3.1 Projection de la ligne de rivage (aléa érosion) 298

7.3.2 Projection de la hausse du niveau marin relatif (aléa submersion) 302

7.4 Références 308

Chapitre 8 Recommandations sur les propositions d'aménagement de la presqu'île de Penouille 311

8.1 Introduction 313

8.2 Secteurs de contraintes à l'aménagement et recommandations sur les propositions d'aménagement d'infrastructures d'accès, de services et de mise en valeur 314

8.2.1 Le pédoncule 317

8.2.2 La façade littorale orientée nord-sud 324

8.2.3 La pointe sud 327

8.2.4 Entrée de la lagune 330

8.3 Méthodes de suivi proposées 331

8.3.1 Relevé aéroporté 335

8.3.2 Relevé sur le terrain 336

8.3.3 Relevé en temps réel 338

8.3.4 Autres techniques de suivi dans les secteurs vulnérables 338

8.4 Potentiel d'interprétation associé au développement des connaissances issues de ce projet de recherche 339

8.5 Références 342

Annexe I Synthèse de la dynamique côtière de Sandy Beach 347

Liste des figures

Figure 1.1. Terminologie associée aux secteurs de la zone d'étude. 5
Figure 2.1. Moyenne des écarts mensuels à la moyenne annuelle, station marégraphique de Rivière-au-Renard. 29
Figure 2.2. Tendance du niveau d'eau à la station marégraphique de Rivière-au-Renard entre 1969 et 2012. 30
Figure 2.3. Tendance annuelle du niveau marin relatif; séries de tendances calculées sur 15 ans.30
Figure 2.4. Tendance du niveau marin relatif pour différentes stations des régions côtières de l'Atlantique américaines et canadiennes (tirée de Boon, 2012). 31
Figure 2.5. Variation verticale de la croûte terrestre en mm par année (tirée de Koohzare *et al.,* 2008).....31
Figure 2.6. Anomalie mensuelle des données de niveau d'eau enregistrées à la station marégraphique de Rivière-au-Renard entre 1970 et 2010. 32
Figure 2.7. Fréquence et amplitude des données du niveau d'eau journalier selon les périodes d'évolution côtière. 33
Figure 2.8. Dommages occasionnés par la tempête du 7 décembre 1983 à Penouille (A) et à Sandy Beach (B) (tirée de PNCF, 1983 et Raby *et al.,* 2008).....35
Figure 2.9. Dommages occasionnés par la tempête du 2 décembre 1991 dans le secteur de la plage nord-sud à Penouille (tirée de CSSA Consultants Ltée, 1992).....36
Figure 2.10. Dommages occasionnés par la tempête du 3 et 4 décembre 1991 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille (tirée de CSSA Consultants Ltée, 1992).....36
Figure 2.11. Dommages occasionnés par la tempête du 2 décembre 2005 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille (source PNCF, 2005). 37
Figure 2.12. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille. Submersion sur la route d'accès lors de la tempête (A) et dommages occasionnés par la tempête (B) (source PNCF, 2010). 38
Figure 2.13. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille avant (A), pendant (B) et après (C) (LDGIZC, 2010). 38
Figure 2.14. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage nord-sud; niveau d'eau élevé lors de la tempête (A) et dommages aux infrastructures du parc (B) (source LDGIZC, 2010 et PNCF, 2010). 39

Figure 2.15. Effondrement de dalles dans les falaises de Penouille à la suite de la tempête du 6 décembre 2010 (LDGIZC, 2010). 39
Figure 2.16. Événements de niveaux d'eau élevés répertoriés à partir des images acquises des caméras de suivi entre mars 2010 et avril 2012. 40
Figure 2.17. Niveau d'eau élevé et vague de forte énergie survenus le 5 novembre 2010 sur la zone côtière de Penouille dans le secteur des falaises (A), dans la partie proximale de la presqu'île de Penouille (B), dans la partie médiane sur la façade littorale orientée est-ouest (C) et nord-sud (D). 40
Figure 2.18. Niveau d'eau élevé et vague de forte énergie survenus le 11 novembre 2010 sur la zone côtière de Penouille dans la partie proximale (A), dans la partie médiane sur la façade littorale orientée est-ouest (B) et nord-sud (C). 41
Figure 3.1. Géologie générale de la péninsule gaspésienne (tirée de Saint-Laurent *et al.,* 2004). 52
Figure 3.2. Formations géologiques de la baie de Gaspé. 52
Figure 3.3. Géologie de la baie de Gaspé et de la presqu'île de Forillon (tirée de Castonguay *et al.,* 2005; 2006). 55
Figure 3.4. Configuration glaciaire lors du dernier maximum glaciaire. Ga : calotte gaspésienne; ESC : calotte d'Escuminac; LIS : inlandsis Laurentidien (modifiée de Stea *et al.,* 2011). 56
Figure 3.5. Écoulements glaciaires dans la région de Gaspé et de Forillon dans le contexte régional (modifiée de Veillette et Cloutier, 1993). 59
Figure 3.6. Principales phases d'avancées et de retraits glaciaires dans la région à l'étude. 64
Figure 3.7. Types de courbes principales associées à des variations du niveau marin relatif (tirée de Quinlan et Beaumont, 1981). 65
Figure 3.8. Courbes types des variations du niveau marin relatif de la rive sud de l'estuaire moyen et maritime du Saint-Laurent (tirée de Dionne, 2002). 68
Figure 3.9. Variations du niveau marin relatif pour le Maine et la Nouvelle-Écosse (Barnhardt *et al.,* 1995). 69
Figure 3.10. Variations du niveau marin relatif pour la région de la baie St-George au sud-ouest de Terre-Neuve (tirée de Bell *et al.,* 2003). 70
Figure 3.11. Limite marine maximale sur la pointe orientale de la Gaspésie (modifiée de Veillette et Cloutier, 1993). 73
Figure 3.12. Profils sismiques dans la baie de Gaspé (CIDCO, 2010). 77

Figure 3.13. Principales caractéristiques géomorphologiques de la presqu'île de Penouille et localisation du forage et des profils géoradar (Parent et Michaud, 1996).....81
Figure 3.14. Carotte sédimentaire (F-1) prélevée sur la formation de Penouille (modifiée de Parent et Michaud, 1996). 81
Figure 3.15. Profils pris par géoradar sur la formation de Penouille (tirée de Parent et Michaud, 1996).....82
Figure 3.16. Topographie et localisation des profils topographiques de la presqu'île de Penouille. 83
Figure 3.17. Profils topographiques de la presqu'île de Penouille (altitude géodésique). 84
Figure 3.18. Profils topographiques de la presqu'île de Penouille (altitude géodésique) (suite)...85
Figure 3.19. Évolution du ratio isotopique ^{13}C dans la baie de Gaspé.....88
Figure 3.20. Carte des mouvements verticaux de la croûte terrestre (tirée de Gherels *et al.,* 2004). 89
Figure 3.21. Carte des mouvements verticaux de la croûte terrestre (mm/an) (tirée de Koohazare *et al.,* 2008).....89
Figure 4.1. Évolution de la presqu'île de Penouille de 1765 à 1869 (tirée de Mimeault, 1980). 109
Figure 4.2. Circulation des eaux dans la couche 0-10 m par vent du nord-ouest de 7m/s, une heure avant la marée haute (en haut) et basse (en bas) du 13 octobre 2000 (tirée de Koutitonsky *et al.,* 2001). 113
Figure 4.3. Circulation des eaux dans la couche 0-10m, par vent du sud-est de 7m/s, une heure avant la marée haute (en haut) et basse (en bas) du 13 octobre 2000 (tirée de Koutitonsky *et al.,* 2001). 115
Figure 4.4. Cellules hydrosédimentaires et direction des courants côtiers dans la baie et le havre de Gaspé. 117
Figure 4.5. Dérive littorale et localisation des sources sédimentaires dans la cellule de Penouille. 118
Figure 4.6. Localisation et taille granulométrique moyenne des échantillons de sédiments prélevés sur le haut et le bas estran en juin et décembre 2010. 122
Figure 4.7. Localisation des échantillons prélevés en juillet 2011 pour analyse géochimique....122
Figure 4.8. Proportion des différentes classes granulométriques des échantillons de haut et du bas estran et des cordons de bas estran : juin 2010. 123

Figure 4.9. Proportion des différentes classes granulométriques des échantillons de haut et du bas estran et des cordons de bas estran : décembre 2010. 124
Figure 4.10. Caractéristiques géochimiques des échantillons prélevés en juillet 2011. 125
Figure 4.11. Bathymétrie en bordure de la presqu'île de Penouille et de Sandy Beach. 127
Figure 4.12. Caractéristiques granulométriques de la baie de Gaspé (tirée de Koutitonsky *et al.,* 2001).....128
Figure 4.13. Caractérisation côtière de la presqu'île de Penouille réalisée en juillet 2010. 129
Figure 4.14. État de la côte de la presqu'île de Penouille en date de juillet 2010. 130
Figure 4.15. Évolution de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille entre 1948 et 2010. ..131
Figure 4.16. Évolution de la ligne de rivage de Sandy Beach entre 1948 et 2010.....131
Figure 4.17. Taux de déplacement (m/an) de la ligne de rivage par périodes entre 1948 et 2010 de la presqu'île de Penouille (A) et de Sandy Beach (B). 132
Figure 4.18. Évolution de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille par périodes entre 1948 et 2010. 133
Figure 4.19. Évolution de la largeur de la plage de la presqu'île de Penouille entre 1948 et 2008. 135
Figure 4.20. Évolution de la largeur de la plage de la presqu'île de Penouille par secteur entre 1948 et 2010. 135
Figure 4.21. Évolution des cordons sableux de bas estran entre 1948 et 2008. 137
Figure 4.22. Cartographie des infrastructures côtières de la presqu'île de Penouille entre 1948 et 2004. 138
Figure 4.23. Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010 de la façade littorale orientée est-ouest de la presqu'île de Penouille en présence (haut) et en absence (bas) de structures perpendiculaires à la côte. 139
Figure 4.24. Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010 de la pointe sud de la presqu'île de Penouille en présence et en absence du quai. 140
Figure 4.25. Évolution de la largeur de la plage entre 1948 et 2008 sur la façade littorale orientée nord-sud de la presqu'île de Penouille. 141
Figure 4.26. Évolution de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille réalisée entre 2005 et 2011 à l'aide du système de suivi de l'érosion des berges du LDGIZC. 143

Figure 4.27. Variation de l'altitude des profils de plage réalisés entre juin 2010 et septembre 2011. 145
Figure 4.28. Évolution des profils de plage 2, 6 et 14 réalisés sur la presqu'île de Penouille entre juin 2010 et septembre 2011. 146
Figure 4.29. Variation interannuelle de l'IBSP des profils de plage réalisés entre juin 2010 et septembre 2011. 147
Figure 4.30. Impact des tempêtes du 9 septembre (A) et du 6 décembre 2010 (B) sur la zone côtière de la presqu'île de Penouille. 147
Figure 4.31. Submersion côtière sur la presqu'île de Penouille lors du passage d'une tempête le 11 novembre 2011, sur le pédoncule (A), sur la partie médiane (B) et sur le littoral nord-sud (C) 149
Figure 4.32. Position des instruments en 2010 (carrés : profileurs de courant et houlographes AWAC, cercles : marégraphes-houlographes, triangles : courantomètres). Les profondeurs sur la carte marines sont brasses et en $brasses_{pieds}$ (1 brasse = 1,83 m, 1 pied = 0,30 m), la position des bancs de sable au sud-est de Penouille ne correspond plus exactement à la situation actuelle. 150
Figure 4.33. Position des instruments près du pédoncule en 2010 et en 2011 (points : marégraphes-houlographes en 2010, triangles : courantomètres en 2010, cercles : marégraphes-houlographes en 2011). La position approximative de la première barre sableuse devant le pédoncule est indiquée en gris clair. 151
Figure 4.34. Roses des vagues pour les sites AW1 (au sud-est du pédoncule) et AW2 (à l'ouest de la presqu'île) pour la période du 6 juillet au 16 novembre 2010. 153
Figure 4.35. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} au large mesurées en 2010 au sud-est du pédoncule (AW1) et à l'ouest de la presqu'île (AW2). Pour chaque site sont illustrés d'une part pour toute la période, d'autre part seulement pour l'automne (1^{er} octobre au 15 novembre, c'est-à-dire la même période que les instruments sur la plage) ... 154
Figure 4.36. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} mesurées du 1^{er} octobre au 15 novembre 2010 devant la plage ouest (PT3), devant la plage du pédoncule peu abrité par la barre sableuse (PT4), devant la plage du pédoncule abrité par la barre sableuse (VEC2), sur la crête de la barre sableuse (VEC3), au large au sud-est du pédoncule (AW1), et au large à l'ouest de la presqu'île (AW2) 154

Figure 4.37. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} mesurées en été et automne 2011 devant la plage ouest (PT3), devant la plage du pédoncule non abrité par la barre sableuse (PT4), devant la plage du pédoncule abrité par la barre sableuse (PT5), et sur le flanc externe de la barre sableuse (PT6). 155
Figure 4.38. Rapport entre les vagues sur la plage du pédoncule et les vagues au large en fonction du niveau d'eau, montrant l'effet atténuateur de la barre sableuse à marée basse. (A) Pour 2010 par rapport aux vagues à AW1 (1,2 km au large). (B) pour 2011 par rapport aux vagues à PT6 (flanc externe de la barre). 155
Figure 4.39. Submersion côtière sur la presqu'ile de Penouille lors de l'événement de fortes vagues le plus élevé enregistré le 5 novembre 2010 en présence de vent sud-est, sur le pédoncule (gauche), sur la partie médiane (centre) et sur le littoral orienté nord-sud (droite). 158
Figure 4.40. Submersion côtière sur la presqu'ile de Penouille lors de l'événement de fortes vagues le plus élevé enregistré le 9 septembre 2010 en présence de vent de l'ouest, sur le pédoncule (gauche), sur la partie médiane (centre) et sur le littoral orienté nord-sud (droite). 158
Figure 4.41. Évolution de la banquise dans le secteur du pédoncule, avant, pendant et après une tempête survenue le 25 février 2012. 163
Figure 4.42. Évolution du pied de glace dans le secteur du pédoncule, avant, pendant et après une tempête survenue le 19 février 2011. 164
Figure 5.1. Carte de la répartition des communautés végétales du marais de Penouille en 2010-2011 (voir Tableau 5.1 pour les noms complets). 184
Figure 5.2. Illustration des communautés végétales : (A) et (B) #1 Spartinaie alterniflore à plantain maritime et glaux maritime, (C) #2 Plantaginaie maritime à limonie de Nash et Puccinellie maigre, (D) et (E) #4 Jonçaie de Gérard à spartine étalée, (F) #7 Spergularaie du Canada à arroche hastée et salicorne d'Europe. 185
Figure 5.3. Illustration des communautés végétales : (A) et (B) #5 Jonçaie de Gérard à spartine étalée et carex paléacé, (C) et (D) #6 Spartinaie étalée à plantain maritime, (E) #9 Cariçaie paléacé, (F) #10 Scirpaie maritime à ruppie maritime. 186
Figure 5.4. Évolution des limites des communautés végétales entre 1977 (Beaumont, 1978) et 2010-2011, (A) secteur sud, (B) pédoncule, (C) secteur nord-ouest.....188

Figure 5.5. Évolution de la superficie du marais entre 1975 et 2008 à partir de photographies aériennes. 190
Figure 5.6. Évolution de la superficie des différents secteurs du marais entre 1975 et 2008 à partir de photographies aériennes. 190
Figure 5.7. Positions des marelles étudiées en 2004 avec la photographie infrarouge 2004. 191
Figure 5.8. Marelles de la section nord du marais avec les contours de 2008 sur les photographies de 1963, 1975, 1986, 2004 et 2008. 193
Figure 5.9. Superficies (m^2) des marelles étudiées sur les cinq photographies (1963, 1975, 1986, 2004 et 2008) et coefficient de corrélation de Pearson. 194
Figure 5.10. Répartition spatiale interpolée des variables sédimentaires. (A) Granulométrie moyenne (<4 phi = sédiments sableux; >4 phi = sédiments vaseux). (B) Teneur en vase (%). (C) Teneur en matière organique (%). 196
Figure 5.11. Régressions linéaires simples entre l'élévation et les teneurs en vase (cercles) et en matière organique (triangles) pour les transects nord (A) et sud (B). 200
Figure 5.12. Évolution de l'accrétion-érosion mesurée par les plaques d'accrétion de juillet 2010 à mai 2012. (A) Moyenne avec erreur type pour tout le marais (trait continu) et pour tout le marais sans les sites ayant reçu des "radeaux" de végétation (traitillé). (B) Moyenne avec erreur type pour le secteur du pédoncule. (C) Moyenne pour les différents secteurs (cf. Figure 5.13). 202
Figure 5.13. Taux d'accrétion-érosion annuel de juillet 2010 à mai 2012 pour chaque plaque et taux moyen (± erreur standard) pour chaque secteur. 204
Figure 5.14. Positions des carottes CP1 à CP10 prélevées dans le marais. 206
Figure 5.15. Présentation des carottes CP2 et CP7 ainsi que les variations en profondeur de leurs teneurs en vase et en matière organique. (a) Radiographie et profil de densité superposé. (b) Faciès, position et âge des datations. (c) Photographie et profil de la granulométrie moyenne superposé. 209
Figure 5.16. Présentation schématisée des carottes (faciès F1 à F4) CP1 à CP10, regroupées par secteur (pédoncule, sud, nord et îles), leur position altitudinale ainsi que la profondeur et âge des datations. 210
Figure 5.17. Position des instruments installés à l'intérieur et près de la lagune de Penouille : le courantomètre VEC 1 en automne 2010, les houlographes-marégraphes PT1 et PT2 en 2010

et 2011, et le houlographe-marégraphe PT3 en 2011. Le trait droit indique la position du profil topographique dans la passe (Figure 5.23A). 213
Figure 5.18. Niveaux marins enregistrés en juin-juillet 2011 (A) et en octobre 2011 (B) dans et à l'extérieur de la lagune de Penouille (cf. Figure 5.17 pour la position des instruments).....214
Figure 5.19. Fréquences d'inondation mesurées de juillet à novembre 2010 (gauche) et de juin à novembre 2011 (droite) dans la partie ouest de la lagune (PT1), dans la partie est de la lagune (PT2) et à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3, cf. Figure 5.17 pour la position des instruments). 216
Figure 5.20. Niveaux d'eau et hauteurs significatives des vagues mesurées en 2010 dans la lagune (PT1 et PT2), dans la passe (VEC1) et à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3, cf. Figure 5.17 pour la position des instruments). 217
Figure 5.21. Niveaux d'eau, hauteurs significatives et périodes moyennes des vagues mesurées de juin à novembre 2011 dans la lagune (PT1 et PT2) et à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3, cf. Figure 5.17 pour la position des instruments). 219
Figure 5.22. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} mesurées dans la lagune (PT1 et PT2), à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3) et dans la passe (VEC1), cf. Figure 5.17 pour la position des instruments, cf. Tableau 5.6 pour les périodes de déploiement. 220
Figure 5.23. (A) Profil topographique à travers la passe (position indiquée sur la Figure 5.17) avec l'emplacement du courantomètre VEC 1. (B) Section de la passe en fonction du niveau d'eau. 222
Figure 5.24. Séries temporelles des paramètres mesurés dans la passe de la lagune à VEC 1 (cf. Figure 5.17) de Penouille en octobre-novembre 2010 : niveau d'eau, courant près du fond, vagues, transport sédimentaire calculé pour le site VEC 1, série cumulative pour le site VEC 1 du transport sédimentaire et du débit d'eau. 223
Figure 5.25. Niveau marin mensuel moyen désaisonnalisé à Rivière-au-Renard avec calcul par régression linéaire des variations relatives. 225
Figure 5.26. Niveau marin annuel moyen à Rivière-au-Renard avec calcul par régression linéaire des variations relatives. 225
Figure 6.1. Localisation de la falaise étudiée pour l'analyse de l'évolution historique du trait de côte (1970-2008). 241

Figure 6.2. Évolution du trait de côte de la falaise de Penouille entre 1970 et 2001 (A) et entre 2001 et 2008 (B).....242
Figure 6.3. Évolution du trait de côte de la falaise de Penouille; recul mesuré entre 2001 et 2008 (A) à la suite de l'écroulement d'une paroi de la falaise photographiée en septembre 2010 (B).....243
Figure 6.4. Influence d'un quai sur l'évolution du trait de côte de la falaise de Penouille entre 1948 et 2008. 244
Figure 6.5. Localisation du segment de falaise étudiée pour les processus d'érosion. 245
Figure 6.6. Localisation des instruments liés aux conditions climatiques. 246
Figure 6.7. Emplacement des instruments climatiques. 246
Figure 6.8. Photographie d'une encoche d'érosion dans les schistes instrumentés par le système ATEPS-1 (LDGIZC, 2013). 250
Figure 6.9. Photographie du système ATEPS-4 dans les grès (LDGIZ, 2013).....250
Figure 6.10. Caractérisation des falaises de Penouille réalisée en juillet 2011.....253
Figure 6.11. Normales mensuelles des températures maximums, minimums et moyennes (1971-2000) et température moyenne mensuelle enregistrée à la station de Gaspé A de 2010 à 2012. 254
Figure 6.12. Normales mensuelles (1971-2000) et sommes mensuelles des précipitations totales enregistrée à la station de Gaspé A de 2010 à 2012. 255
Figure 6.13. Encoche d'érosion formée dans les grès par l'abrasion. 257
Figure 6.14. Variation du niveau d'eau atteint sur la paroi rocheuse de la falaise de Penouille. .258
Figure 6.15. Décrochements survenus suite aux événements de la tempête du 6 décembre 2010. Décrochement observé dans des grès par la caméra de suivi (A) et dans des schistes par l'analyse des données des tiges thermiques (B).....259
Figure 6.16. Décrochement d'une paroi de grès lors de la tempête du 6 décembre 2010. 260
Figure 6.17. Effondrement suivant le réseau de fissuration et de stratification. 261
Figure 6.18. Décrochement en dalle à l'endroit de la tige thermique (ATEPS-4). Avant le décrochement, juillet 2010 (A) et après le décrochement, mars 2011 (B). 262
Figure 6.19. Protection temporaire du pied de la falaise face aux vagues. Présence de dalles au pied de la falaise à la suite d'un effondrement en mars 2011 (A) et absence de blocs au pied de la falaise en juillet 2011 (B). 262

Figure 6.20. Régime thermique d'une encoche d'érosion relevé à partir du système ATEPS-8 avant, pendant et après un événement de précipitation de pluie diluvienne du 13 au 16 décembre 2010. 263
Figure 6.21. Régime thermique d'une encoche d'érosion relevé à partir du système ATEPS-5 avant, pendant et après un événement de précipitation de pluie diluvienne du 13 au 16 décembre 2010. 264
Figure 6.22. Processus cryogéniques observés dans la falaise de Penouille en mars 2011. Fragmentation de la roche (A) et disjonction de la roche (B). 265
Figure 6.23. Élévation des températures de surface d'une dalle de grès instrumentée par le système ATEPS-3 en relation avec l'intensité du rayonnement global reçu sur une surface verticale du 18 novembre au 31 décembre 2010. 266
Figure 6.24. Identification des zones saisonnières de cycles de gel et de dégel à partir des données relevées des températures mensuelles de la station de Gaspé A de 2010 à 2012. 267
Figure 6.25. Distribution mensuelle des cycles de gel et de dégel relevés par les systèmes ATEPS-9 et 10 comparativement à ceux enregistrés à la station de Gaspé A de 2010 à 2012. 270
Figure 6.26. Régime thermique de surface d'une encoche d'érosion enregistrée par le système ATEPS-1 et les niveaux de neige au sol enregistré à la station de Gaspé durant l'année 2010-2011. 273
Figure 6.27. Processus de météorisation lié à l'haloclastie dans des grès; petites alvéoles (A) et desquamation en lamelles et en écailles superficielles (B). 274
Figure 6.28. Processus de météorisation liés à la végétation; altération de la roche dans la partie sommitale de la falaise (A) et présence de végétation exploitant le réseau de diaclase (B). 274
Figure 6.29. Lambeau de pied de glace localisé dans une échancrure de la falaise de Penouille, 25 mars 2011. 276
Figure 6.30. L'action des glaces littorales sur la falaise de Penouille lors du déglacement de la baie, 3 avril 2011. 276
Figure 7.1. Représentation des trois périodes d'évolution côtière en fonction de la prédominance de l'influence de l'artificialité ou sous des conditions naturelles. 291
Figure 7.2. Relation entre les périodes de forte érosion et de faible couverture de glace. 292

Figure 7.3. Changement brusque dans la tendance du niveau marin relatif à la station marégraphique de Rivière-au-Renard. 293
Figure 7.4. Tendance linéaire (a) et quadratique (b) du niveau marin relatif à la station marégraphique de Rivière-au-Renard. 297
Figure 7.5. Projection de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille pour 2050.....300
Figure 7.5. Projection de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille pour 2050.....300
Figure 7.6. Différents types de projections de la hausse du niveau de la mer (tirée de Nicholls et Cazenave, 2010). 304
Figure 7.7. Hausse projetée du niveau marin relatif de la presqu'île de Penouille pour 2050.....306
Figure 7.8. Niveaux altitudinaux atteints sur la presqu'île de Penouille lors de la tempête du 6 décembre 2010. 307
Figure 8.1. Secteurs identifiés selon l'analyse de la dynamique côtière passée, actuelle et future présentant des contraintes pour l'aménagement d'infrastructures d'accès, de services et de mise en valeur de la presqu'île de Penouille. 315
Figure 8.2. Concept d'aménagement de la presqu'île de Penouille proposé par les gestionnaires de Parcs Canada (tirée de Ste-Croix, 2013). 316
Figure 8.3. Submersion de la route d'accès lors de la tempête (A) et dommages occasionnés par la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille (B) (PNCF, 2010).....318
Figure 8.4. Projections de la ligne de rivage et du niveau marin relatif pour 2050 pour le secteur du pédoncule. 319
Figure 8.5. Tracé numéro 3 recommandé par l'équipe de recherche de l'UQAR à partir des tracés proposés par les gestionnaires de Parcs Canada en septembre 2012 (Neumeier, 2012). 321
Figure 8.6. Concentration des visiteurs à l'été 2011 dans le secteur du pédoncule. 322
Figure 8.7. Accumulation d'algues dans le secteur du pédoncule à l'été 2011. 323
Figure 8.8. Localisation du site recommandé pour l'implantation d'un bâtiment de services. ...324
Figure 8.9. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage nord-sud. Niveau d'eau élevé lors de la tempête (A) et dommages aux infrastructures du parc (B) (LDGIZC, 2010).....325
Figure 8.10. Projections de la ligne de rivage et du niveau marin relatif pour 2050 sur le secteur de la façade littorale nord-sud. 326

Figure 8.11. Comblement de l’anse sur la pointe sud suite au démantèlement du quai avant 1970. 328
Figure 8.12. Projection de la ligne de rivage et du niveau marin relatif pour 2050 sur la pointe sud. 328
Figure 8.13. Dunes bordières situées sur la pointe sud. 330
Figure 8.14. Division de l'écosystème côtier.....333

Liste des tableaux

Tableau 1.1. Structure du rapport. 8
Tableau 2.1. Synthèse des paramètres climatiques liés à la température (température moyenne annuelle et moyenne hivernale). 16
Tableau 2.2. Synthèse des paramètres climatiques liés à la température (degrés-jours de gels annuels, jours de redoux, cycle de gel et dégel). 18
Tableau 2.3. Synthèse des paramètres climatiques liés aux précipitations annuelles. 20
Tableau 2.4. Synthèse des paramètres climatiques liés aux précipitations hivernales. 22
Tableau 2.5. Synthèse des paramètres climatiques liés aux précipitations diluviennes. 24
Tableau 2.6. Seuils de tempête utilisés dans la littérature (modifié de Friesinger, 2009). 25
Tableau 2.7. Synthèse des paramètres climatiques liés aux tempêtes. 27
Tableau 2.8. Caractéristique de la station marégraphique de Rivière-au-Renard. 28
Tableau 2.9. Date des événements de niveau d'eau maximum atteint selon les périodes d'évolutions côtières. 33
Tableau 2.10. Synthèse des paramètres climatiques liés au couvert de glace sur le golfe du Saint-Laurent. 42
Tableau 3.1. Liste des datations ^{14}C de la région d'étude. 62
Tableau 3.2. Bas niveaux marins dans les Maritimes. 70
Tableau 4.1. Synthèse des travaux antérieurs portant sur l'évolution historique du littoral de la presqu'île de Penouille (modifié de Bernatchez et Quintin, 2007). 108
Tableau 4.2. Caractéristiques des marées pour Gaspé et Rivière-au-Renard (Service hydrographique du Canada, 2012). 111
Tableau 4.3. Terminologie associée à la taille granulométrique des sédiments (tiré de Blott et Pye, 2001). 119
Tableau 4.4. Synthèse des niveaux d'eau élevés et de vagues de forte énergie réalisée à l'aide des images récoltées des cinq caméras entre mars 2010 et avril 2012. 149
Tableau 4.5. Principaux événements de fortes vagues enregistrés en 2010 en ordre décroissant à AW1 : date et heure du maximum à AW1 (heure avancée de l'est), hauteur significative des vagues H_{m0} (m), période moyenne T_{02} (s) et direction de provenance (°), niveau d'eau à AW1 lors du maximum à AW1 et plus haut niveau d'eau à ±6 heures du maximum (m par rapport au niveau marin moyen). 156

4.6. Principaux événements de fortes vagues enregistrés en 2010 à l'ouest de la presqu'île en ordre décroissant à AW2 : date et heure du maximum à AW2 (heure avancée de l'est), hauteur significative des vagues Hm0 (m), période moyenne T02 (s), direction de provenance (°), niveau d'eau à AW2 lors du maximum à AW2 et plus haut niveau d'eau à ±6 heures du maximum (m par rapport au niveau marin moyen).....157
Tableau 4.7. Principaux événements de fortes vagues enregistrés en 2011 en ordre décroissant à PT6 : date et heure du maximum à PT6 AW1 (heure avancée de l'est), hauteur significative des vagues H_{m0} (m) et période moyenne T_{02} (s),), niveau d'eau à PT5 lors du maximum à PT6 et plus haut niveau d'eau à ±6 heures du maximum (m par rapport au niveau marin moyen).....159
Tableau 4.8. Synthèse de l'activité glacielle réalisée à l'aide des images récoltées dans les caméras de suivi entre mars 2010 et avril 2012. 162
Tableau 5.1. Liste des communautés végétales cartographiées dans le marais de Penouille et leurs superficies totales. 178
Tableau 5.2. Régressions linéaires multiples entre les variables sédimentaires et certains paramètres environnementaux pour les sites du marais et de la lagune. Les valeurs affichées sont les coefficients standardisés ($p<0,05$). La valeur absolue de ceux-ci dénote leur influence. 199
Tableau 5.3. Coordonnées, altitude et profondeur initiale en juillet 2010 (mm) de chaque plaque d'accrétion, ainsi qu'accrétion (+) ou érosion (–) depuis juillet 2010 en millimètres. 205
Tableau 5.4. Position et longueur des carottes prélevées. 207
Tableau 5.5. Datations effectuées sur les carottes de sédiments. 212
Tableau 5.6. Périodes de déploiement et programmation des houlographes. 217
Tableau 6.1. Spécifications techniques des systèmes d'acquisition de données ainsi que des instruments de mesure sur la côte. 247
Tableau 6.2. Caractéristiques du type de la roche en association aux systèmes de suivi ATEPS. 249
Tableau 6.3. Caractérisation de la nature de la roche.....252
Tableau 6.4. Suivi de l'érosion à partir de notes de terrain des sites instrumentés par les systèmes ATEPS à la falaise de Penouille de juillet 2010 à avril 2012. 256

Tableau 6.5. Suivi des paramètres climatiques à la station météorologique de Gaspé et aux systèmes ATEPS. 269
Tableau 6.6. Suivi des températures des systèmes ATEPS.....271
Tableau 6.7. Nombre de jours de redoux et cumulatif des degrés-heures de redoux relevés à la station climatique de Gaspé A. au cours des saisons froides 2010-2011 et 2011-2012.....272
Tableau 7.1. Couplage des conditions climatiques, glacielles et de niveaux d'eau historiques avec l'évolution de la ligne de rivage. 287
Tableau 7.2. Critères utilisés pour identifier la période utilisée pour la projection côtière. 290
Tableau 7.3. Tendance du niveau marin relatif à Rivière-au-Renard. 298
Tableau 7.4. Hausse du niveau marin relatif projetée pour le secteur de Penouille.....303
Tableau 7.5. Hausse projetée du niveau de la mer pour 2050 pour la région côtière est américaine et canadienne (tiré de Boon, 2012).....304
Tableau 8.1. Techniques de suivi proposées. 334

Chapitre 1

Introduction

1 Introduction

1.1 *Problématique*

Le Parc national du Canada Forillon (PNCF) est localisé à l'extrémité orientale de la péninsule gaspésienne (Figure 1.1.). Son territoire est bordé au nord et à l'est par les eaux du golfe du Saint-Laurent et au sud par la baie de Gaspé. Le parc a été créé en 1970 afin de maintenir l'intégrité écologique d'un exemple représentatif de la région naturelle des monts Notre-Dame et Mégantic et de favoriser l'accès du public au territoire à des fins d'éducation.

Le territoire principalement visé par cette étude correspond à la presqu'île de Penouille, située sur la rive nord de la baie de Gaspé (Figure. 1.1). Cette vaste flèche littorale est reliée à la terre ferme par un étroit pédoncule de sable, sur lequel passe la route d'accès (Figure 1.2). La presqu'île ceinture partiellement une lagune, qui est bordée d'un marais maritime. Bien qu'en général la configuration de la flèche littorale de Penouille soit demeurée relativement la même depuis l'élaboration des premières cartes au 18^{e} siècle (Fox *et al*., 1995), le pédoncule et la façade littorale orientée nord-sud où l'on retrouve le bâtiment de services sont de plus en plus affectés par l'érosion depuis 10 à 15 ans en raison des tempêtes (Comeau *et al*., 2006; Parcs Canada, 2006). Les coûts d'entretien se sont accrus au cours des dernières années, sans compter le transport vers le milieu marin des matériaux utilisés pour la réfection de la route et la protection du bâtiment. Le maintien de la route d'accès sur Penouille nécessite des dépenses moyennes de 30 000 $/an. Jusqu'à maintenant, différentes causes ont été évoquées pour expliquer cette recrudescence de l'érosion. Certains mentionnent que le réajustement récent et actuel de la côte de Penouille serait probablement causé par une hausse du niveau de la mer (Parent et Michaud, 1996). D'autres indiquent que le réchauffement climatique en cours, particulièrement marqué en hiver, entraîne une réduction de la couverture de glace qui peut exposer le littoral à un plus grand nombre de tempêtes hivernales (Bernatchez *et al*., 2008). L'augmentation de la mobilité de la glace littorale pourrait aussi favoriser l'érosion des plages et des marais côtiers (Bernatchez *et al*., 2008). D'ailleurs, il a été observé que les glaces engendraient l'érosion de la plage nord-sud de Penouille (Veillette, 1986) ainsi que l'arrachement de radeaux de schorre et la

formation de marelles dans le marais (Allard et Tremblay, 1979). Les vagues de tempête entraîneraient aussi un ensablement progressif du marais de Penouille (Allard et Tremblay, 1979). Enfin, les activités humaines, et particulièrement l'implantation de structures de protection qui visaient premièrement à protéger les résidences puis à protéger la route d'accès et le bâtiment de services du parc, ont vraisemblablement aggravé le problème d'érosion notamment par l'affouillement de la plage et l'accélération du recul des microfalaises en bordure des ouvrages de protection dans le PNCF (Veillette, 1986; CSSA Consultants Ltée, 1992).

Figure 1.1. Localisation du Parc national du Canada Forillon.

Figure 1.1. Terminologie associée aux secteurs de la zone d'étude.

1.2 *Mise en contexte du projet*

La presqu'île de Penouille est un des pôles d'attraction du parc. La direction du Parc national du Canada Forillon (PNCF) a décidé de mettre sur pied un projet d'aménagement du secteur basé sur une approche intégrée afin de bonifier l'expérience du visiteur et les possibilités éducatives avec l'engagement des communautés locales et autochtones, tout en considérant les enjeux actuels et futurs associés à l'érosion et aux changements climatiques. Ainsi, le PNCF a confié à l'Université du Québec à Rimouski (UQAR), sous la coordination du Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC), la réalisation d'une étude à laquelle participe aussi le Laboratoire de sédimentologie de l'Institut des Sciences de la Mer (ISMER-UQAR) et le Centre Interdisciplinaire de Développement en Cartographie des Océans (CIDCO). Cette étude vise une meilleure connaissance de la dynamique côtière de la baie de Gaspé, dans le contexte des changements climatiques, afin d'aider la direction du parc dans la

prise de décisions sur la localisation et les types d'infrastructures permettant l'accès à la presqu'île de Penouille.

1.3 *Objectifs du projet*

Les objectifs du projet sont :

1) Une mise à jour des connaissances sur la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille et du marais ainsi que des secteurs adjacents, permettant d'évaluer notamment :
   a) les changements dans la ligne de rivage, les taux de sédimentation et d'érosion des années 1940 à aujourd'hui;
   b) la contribution des côtes, principalement des falaises de Cap-aux-Os, et de l'embouchure des cours d'eau, principalement des ruisseaux à l'Eau et Ascah, à la dynamique sédimentaire;
   c) une évaluation de l'interférence causée par les infrastructures et l'utilisation actuelle et passée de la presqu'île;
   d) une caractérisation historique des communautés benthiques et végétales intertidales ainsi que de la sédimentologie du marais, en particulier la dynamique des marelles.

2) Une modélisation pour l'horizon temporel de 2050 des effets des changements climatiques et de la hausse du niveau marin relatif sur la ligne de rivage, les mouvements des sédiments, les éléments d'intérêt naturel comme le marais et les embouchures de rivières.

3) Un avis sur la localisation, les types d'infrastructure et l'utilisation de la presqu'île de Penouille qui auraient une interférence minimale sur la dynamique sédimentaire dans le contexte des changements climatiques. Cet avis comportera également des recommandations sur les méthodes de suivi appropriées pour évaluer l'efficacité de la mise en place de ces infrastructures sur la restauration de la dynamique naturelle du milieu.

1.4 *Présentation du rapport*

Des échanges d'informations ont eu lieu tout au long du projet entre l'équipe de chercheurs de l'UQAR-ISMER et des représentants de Parcs Canada. Trois ateliers d'échanges d'une journée ont permis d'une part aux chercheurs de présenter la progression de leurs travaux de recherche et de répondre à des questions précises formulées par les représentants de Parcs Canada sur l'aménagement de la presqu'île de Penouille et, d'autre part, aux représentants de Parcs Canada de présenter le développement de leur concept d'aménagement de Penouille. À la suite des deux premiers ateliers, des avis techniques ont été rédigés par l'équipe de chercheurs (Fraser *et al.,* 2011; Bernatchez *et al.,* 2012) permettant aux gestionnaires de Parcs Canada de prendre des décisions éclairées sur les orientations d'aménagement et d'assurer un développement durable de la presqu'île. La méthodologie détaillée du projet de recherche a aussi été présentée dans un rapport en 2011 (Bernatchez *et al.,* 2011). De plus, une recherche sur les communautés benthiques de la lagune de Penouille, a fait l'objet d'un rapport remis à Parcs Canada en 2011 (de Montety *et al*., 2011).

Le rapport final comprend huit chapitres (Tableau 1.1). À la suite de cette introduction, le chapitre 2 présente une synthèse de l'analyse historique des paramètres climatiques, des niveaux d'eau et des conditions de la couverture de glace afin de mieux comprendre les facteurs naturels passés conditionnant l'évolution côtière. Au troisième chapitre, le contexte géologique de la région est d'abord décrit; la reconstitution de la dernière glaciation, des étapes de déglaciation et des variations du niveau marin relatif de 14 000 ans BP à aujourd'hui est ensuite exposée. Cette reconstitution mène à la présentation de l'origine de la formation de la presqu'île de Penouille. Viennent ensuite les chapitres 4, 5 et 6. Ces chapitres traitent de la dynamique côtière tant historique qu'actuelle des différents écosystèmes côtiers de la zone d'étude, soit la péninsule de Penouille, la lagune, le marais et la falaise entre Penouille et Cap-aux-Os. Au chapitre 7, une projection de la ligne de rivage et de la hausse du niveau marin relatif pour l'horizon de 2050 est proposée en effectuant une description du fonctionnement du système côtier de Penouille en lien avec les impacts des changements climatiques. Les éléments de ce chapitre permettront, dans le chapitre 8, de suggérer des recommandations au sujet de l'aménagement de la presqu'île de Penouille et des types d'intervention et d'implantation d'infrastructures en considérant les aléas d'érosion et de submersion côtières.

Tableau 1.1. Structure du rapport.

Numéro de chapitre	*Titre du chapitre*
Chapitre 1	Introduction
Chapitre 2	Synthèse des conditions climatiques, de niveaux d'eau et du couvert de glace
Chapitre 3	Déglaciation et variations du niveau marin relatif à long terme
Chapitre 4	Synthèse de la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille
Chapitre 5	Synthèse de la dynamique de la lagune et du marais de Penouille
Chapitre 6	Synthèse de la dynamique côtière de la falaise de Penouille
Chapitre 7	Projection de la ligne de rivage et de la hausse du niveau marin relatif
Chapitre 8	Recommandations sur les propositions d'aménagements de la presqu'île de Penouille

1.5 *Références*

Allard, M. et Tremblay, G., 1979. Étude géomorphologique : Parc national Forillon, Québec. Laboratoire de géomorphologie, Département de géographie de l'Université Laval, Québec, 449 p.

Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S. et Morissette, A., 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC 2008, 256 p.

Bernatchez, P., Jolivet, Y., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Toubal, T. et 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. Rapport méthodologique remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2011, 49 p.

Bernatchez, P., Quintin, C. et Neumeier, U., 2012. Avis technique sur l'utilisation et l'aménagement de la presqu'île de Penouille, Parc national du Canada Forillon. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et Institut des sciences des la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2012, 28 p.

Comeau, D., Brodeur, S., Bujold, V., Sigouin, D., Chavarie, J-G., Fournier, J., Marcoux, K. et Samson, C., 2006. Rapport sur l'état du parc, Parc national du Canada Forillon. Parcs Canada, 52 p.

CSSA Consultants Ltée, 1992. Étude de la dynamique du littoral de la Presqu'île de Penouille-Parc national Forillon. Environnement Canada, Service canadien des parcs, 108 p.

de Montety, L., Neumeier, U., Archambault, P., 2011. Faune benthique de Penouille, Parc national du Canada Forillon : inventaire 2010 et comparaison avec les données de 1976. Rapport préparé pour Parcs Canada par l'Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 49 p.

Fox, W.T., Haney, R.L. et Curran, H.A., 1995. Penouille Spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Québec, Canada. Journal of Coastal Research, 11(2), pp. 478-493.

Fraser, C., Bernatchez, P. et Quintin, C., 2011. Avis technique préliminaire sur l'utilisation et l'aménagement de la péninsule de Penouille, Parc national du Canada Forillon. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2011, 13 p.

Parcs Canada, 2006. Plan directeur préliminaire, document de consultation publique, Parc national du Canada Forillon. Unité de gestion de la Gaspésie, 87 p.

Parent, M. et Michaud, M., 1996. Dynamique littorale de la presqu'île de Penouille, Parc national Forillon. Centre géoscientifique de Québec, Rapport à l'intention de Parcs Canada, 28 p.

Veillette, D., 1986. Incidence du mur de soutènement de Penouille sur l'érosion de la plage, Parc national Forillon. Environnement Canada, Service des parcs, région du Québec, Québec, 41 p.

Chapitre 2

Synthèse des conditions climatiques, de niveaux d'eau et du couvert de glace

L'analyse historique des paramètres climatiques, des niveaux d'eau et du couvert de glace s'avère essentielle dans le présent contexte de réchauffement climatique. Elle permet notamment de mieux comprendre les facteurs naturels qui conditionnent l'évolution côtière.

Ce chapitre illustre les particularités des conditions climatiques, de niveaux d'eau et du couvert de glace ainsi que la variabilité temporelle des paramètres clés influençant la zone côtière. La température, les précipitations, les vents, les niveaux d'eau et le couvert de glace ont fait l'objet d'analyse sur une base annuelle selon les périodes correspondant à celles utilisées pour l'évolution côtière. Ainsi, huit périodes dont les intervalles se situent entre 3 et 22 ans ont été analysées entre 1948 et 2010. Des tendances annuelles ont été réalisées pour les températures et les précipitations entre 1916 et 2011 ainsi que pour le couvert de glace pour la période de 1969 à 2010. Une analyse de la tendance du niveau de la mer entre 1969 et 2012 est aussi effectuée. Finalement, les événements météorologiques qui ont eu un impact sur la zone côtière ont été répertoriés dans les archives de Parcs Canada ainsi qu'à l'aide des caméras de suivi installées en mars 2010.

Yvon Jolivet, Chantal Quintin, Pascal Bernatchez

Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

2 Synthèse des conditions climatiques, de niveaux d'eau et du couvert de glace

2.1 *Cadre climatique*

Le secteur à l'étude est caractérisé par un climat tempéré humide et froid, à forte influence maritime. D'après la classification climatique du Québec de Gerardin et Mckenney (2001) et celle de Litynski (1988), la région de Gaspé correspond à un climat subpolaire (température moyenne de -0,4 °C à +3,7 °C) et subhumide (précipitation annuelle de 861 à 1303 mm), à saison de croissance moyenne (152 à 192 jours).

Selon les normales climatiques enregistrées entre 1971 et 2000 à la station de Gaspé A. (aéroport), la température moyenne annuelle est de 2,9 °C (Environnement Canada, 2011a). Le nombre de degrés-jours de croissance annuelle sur la base de 10 °C est de 590,7 °C et le nombre de degrés-jours de gel est de 1181,5 °C (Jolivet et Bernatchez, 2005). Les normales de précipitations totales sont réparties sur l'ensemble de l'année dont six mois enregistrent chacun un total légèrement supérieur à 100 mm (maximum 112,8 mm en décembre). La somme des précipitations totales annuelles est de 1117,1 mm, dont 380 cm tombent sous forme de neige et 752,2 mm sous forme de pluie. La vitesse moyenne annuelle du vent à l'aéroport de Gaspé est de 11,4 km/h. La direction dominante du vent est de l'ouest pour le mois de mars à août et de l'est pour le mois de septembre à février (Environnement Canada, 2011a). Enfin, la période glacielle s'étend généralement de la fin décembre à la fin avril (CSSA Consultants Ltée, 1992).

2.2 *Analyse historique des paramètres climatiques, des niveaux d'eau et du couvert de glace*

La température, les précipitations, la vitesse des vents, les événements météorologiques extrêmes et le couvert de glace sont des variables clés de toutes les analyses des conditions

climatiques qui influencent la dynamique côtière. L'analyse de ces variables du climat à partir d'une série de données couvrant une longue période temporelle permet de définir les tendances et les anomalies climatiques pour chacun des paramètres. À partir d'une première analyse des anomalies, huit couvertures de photographies aériennes et une image satellitaire ont été sélectionnées afin d'évaluer la relation entre les paramètres climatiques et l'évolution côtière. L'analyse des conditions climatiques historiques est présentée en fonction des périodes d'évolution côtière (Tableaux 2.1 à 2.7). Des anomalies et des tendances climatiques ont été calculées à partir des données homogénéisées jusqu'en 2007. Environnement Canada (2011b) indique que :

> Les données climatiques ajustées et homogénéisées ont été créées pour être utilisées dans les recherches climatiques en incluant les études des changements climatiques. Elles incluent un nombre d'ajustements aux données originales des stations pour traiter les sauts causés par les changements d'instruments et de procédures d'observations. Quelques fois, les observations de plusieurs stations ont été combinées pour générer de longues séries temporelles.

Les normales climatiques utilisées dans ce document correspondent, lorsque possibles, à la période de 1961-1990 qui constitue une référence standard internationale pour de nombreuses études d'impact (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001; World Meteorological Organization, 2011). Toutefois, dans le cas où la normale 1961-1990 est inexistante ou comporte trop de données manquantes, la période de 1971 à 2000 est utilisée et est annotée à l'intérieur des tableaux. Dans le cas des indicateurs climatiques dont la source provient des bases de données horaires (redoux, cycle de gel-dégel), les moyennes font référence à la période 1976-2010 qui correspond à l'ensemble de la plage de données horaires disponibles à la station météorologique de Gaspé.

Afin de compléter les séries temporelles jusqu'à la séquence de photographie aérienne la plus récente (2008-2010), les données brutes ont été utilisées pour les calculs des anomalies et tendances. Lorsque les résultats des analyses comportent un tel chevauchement de données (brutes et homogénéisées), une annotation indique la période concernée.

Les régressions linéaires sont calculées selon la méthode des moindres carrés pour une courbe représentée par l'équation suivante : $Y = m\,x + b$ (selon laquelle m est la pente et b, l'ordonnée à l'origine). Ces dernières ont été validées par un test d'analyse de variance de type

ANOVA qui indique aux lecteurs et lectrices si la droite de régression est significative (< 0,05) ou non significative (> 0,05).

Afin d'obtenir plus d'information sur la méthodologie utilisée dans le traitement des données climatiques historiques, le lecteur est invité à consulter le chapitre 2 du rapport méthodologique (Bernatchez *et al.*, 2011).

2.2.1 Température

Le résultat des analyses des paramètres liés à la température est illustré dans les tableaux 2.1 et 2.2.

Température moyenne annuelle

Les résultats des tendances de la température moyenne annuelle indiquent un réchauffement significatif de +1,29 °C entre 1916 et 2010. La valeur de la vitesse de réchauffement de la température moyenne au cours de cette période est de +0,0136 °C/an. Les quatre périodes récentes analysées entre 1993 et 2010 montrent une température moyenne annuelle au-dessus de la normale et révèlent une accentuation des anomalies positives de température à l'approche de l'année 2010. À cet effet, la période de 2008 à 2010 est la plus chaude enregistrée (+1,03 °C) et contient aussi l'anomalie maximum la plus élevé (+2,65 °C). Les périodes de 1970 à 1978 et de 1986 à 1992 ont enregistré des séquences plus froides que la normale, indiquant des anomalies moyennes annuelles de -0,15 °C et de -0,24 °C.

Température moyenne hivernale

Les résultats des tendances de la température moyenne hivernale indiquent un réchauffement significatif de +2,13 °C entre 1916 et 2011. La valeur de la vitesse de réchauffement de la température moyenne au cours de cette période est de +0,0222 °C/an. Les trois périodes récentes analysées entre 2001 et 2011 montrent une accentuation des anomalies positives qui concordent avec les résultats de la température moyenne annuelle. La période de 2008 à 2011 est la plus chaude enregistrée tant au niveau de l'anomalie moyenne (+1,95 °C) que

de l'anomalie maximum, atteignant une valeur extrêmement élevée à l'hiver 2010 (+5,05 °C). Les périodes de 1970 à 1978 et de 1986 à 1992 enregistrent des séquences plus froides que la normale affichant respectivement des anomalies de -0,47 °C et de -0,86 °C.

Tableau 2.1. Synthèse des paramètres climatiques liés à la température (température moyenne annuelle et moyenne hivernale).

Station climatique Gaspé A.									
TEMPÉRATURE		**Intervalles d'évolution côtière**							
Paramètres climatiques		**1948-1969**	**1970-1978**	**1979-1985**	**1986-1992**	**1993-2000**	**2001-2003**	**2004-2007**	**2008-2010**
Température moyenne annuelle (°C) *Normale : +3,0 °C*	**Anomalies moyennes**	0,17	-0,15	0,28	-0,24	0,13	0,43	0,67	1,03
	Anomalies maximums	1,39 (1966)	0,99 (1973)	1,39 (1979)	0,49 (1987)	1,89 (1999)	1,19 (2001)	1,59 (2006)	2,65 (2010)
	Anomalies minimums	-0,61 (1957)	-1,51 (1972)	-0,71 (1982)	-0,91 (1992)	-1,21 (1993)	-0,01 (2002)	-0,01 (2007)	0,12 (2008)
	Tendance	1916-2010 : +1,29 °C (+0,0136 °C/an) (Données non homogénéisées : 2009-2010) ANOVA : 0,000 (significatif)							
Température moyenne hivernale (°C) *Normale : -10,0 °C*	**Anomalies moyennes**	0.60	-0.47	0.70	-0.86	0.01	0.40	0.83	1,95 (2008-2011)
	Anomalies maximums	3,80 (1958)	0,80 (1978)	1,40 (1983)	0,40 (1987)	2,20 (1998)	1,70 (2002)	1,70 (2006)	5,05 (2010)
	Anomalies minimums	-3,40 (1957)	-2,00 (1972)	0,20 (1984)	-1,80 (1990)	-2,80 (1993)	-0,80 (2003)	-0,20 (2005)	-0,52 (2008)
	Tendance	1916-2011 : +2,13 °C (+0,0222 °C/an) (Données non homogénéisées : 2009-2011) ANOVA : 0,000 (significatif)							

Degrés-jours de gel annuel

Les résultats des tendances de degrés-jours de gel (D-j) annuel indiquent une diminution significative de -284,1 D-j entre 1916 et 2010 (Tableau 2.2). La période analysée entre 2008 et 2010 révèle le nombre d'anomalies moyennes de degrés-jours de gel annuel le plus bas (-272,4 D-j) atteignant le -670,3 D-j en 2010. La période analysée entre 1986 et 1992 révèle le nombre d'anomalies moyennes de degrés-jours de gel annuel le plus élevé (76,7 D-j) atteignant un maximum de 240,5 D-j en 1989. Toutefois, la valeur maximale de toute la période couverte survient en 1993 avec 264,5 D-j. Les anomalies moyennes de degrés-jours de gel annuel enregistrées entre 2008 et 2010 et entre 1986 et 1992 concordent respectivement aux périodes chaudes et froides enregistrées par les températures moyennes annuelles et hivernales.

Jours de redoux hivernaux

Les résultats des tendances de jours de redoux hivernaux entre 1976 et 2010 indiquent une légère augmentation, mais non significative (0,474), de 2,3 jours. La période analysée entre 2008 et 2010 révèle le nombre d'anomalies moyennes de jours de redoux hivernaux le plus élevé (4,7 jours) atteignant un maximum à l'hiver 2010 (15,7 jours). Les périodes de 1986 à 1992 et de 2001 à 2003 représentent des anomalies moyennes négatives. Toutefois, c'est durant les hivers de 1980 et de 1993 que les valeurs enregistrées atteignent des niveaux les plus bas avec -7,3 et -8,3 jours respectivement. Les anomalies moyennes enregistrées entre 2008 et 2010 et entre 1986 et 1992 concordent respectivement aux périodes chaudes et froides enregistrées par les températures moyennes annuelles et hivernales.

Jours avec au moins un cycle de gel et dégel

Les résultats des tendances de jours avec au moins un cycle de gel et dégel indiquent une légère augmentation, mais non significative (0,630), de 1,9 jour au cours de la période de 1976 à 2010. La période analysée entre 1986 et 1992 révèle le nombre d'anomalies moyennes de jours avec au moins un cycle de gel et dégel le plus élevé (2,7 jours) atteignant un maximum en 1986 (12,1 jours). Cette période concorde aux périodes froides enregistrées par les températures moyennes annuelles et hivernales.

Tableau 2.2. Synthèse des paramètres climatiques liés à la température (degrés-jours de gels annuels, jours de redoux, cycle de gel et dégel).

TEMPÉRATURE		**Intervalles d'évolution côtière**							
Paramètres climatiques		**1948-1969**	**1970-1978**	**1979-1985**	**1986-1992**	**1993-2000**	**2001-2003**	**2004-2007**	**2008-2010**
Degrés-jours de gel annuel (^{o}C)	**Anomalies moyennes**	-143,3	-49,2	-92,2	76,7	0,3	-48,7	-96,7	-272,4
	Anomalies maximums	52,1 (1967)	99,8 (1978)	93,1 (1985)	240,5 (1989)	264,5 (1993)	86,5 (2003)	58,0 (2007)	92,3 (2008)
Normale : 1181,5 D-j de gel (1971-2000)	**Anomalies minimums**	-400,8 (1969)	-80,7 (1971)	-386,1 (1981)	-94,8 (1987)	-307,7 (1999)	-190,8 (2001)	-340,0 (2006)	-670,3 (2010)
	Tendance	1916-2010 : -284,1 D-j (-2,99 D-j/an) ANOVA : 0,000 (significatif)							
Jours de redoux hivernaux	**Anomalies moyennes**	NIL	NIL	2,4	-2,8	0,8	-2,7	-0,6	4,7
	Anomalies maximums	NIL	NIL	10,7 (1981)	2,7 (1986)	9,7 (2000)	1,7 (2002)	3,7 (2007)	15,7 (2010)
Moyenne : 15,3 jours (1976-2010)	**Anomalies minimums**			-7,3 (1980)	-6,3 (1989 et 1990)	-8,3 (1993)	-6,3 (2003)	-3,3 (2004)	-3,3 (2008)
	Tendance	1976-2010 : + 2,3 jours de redoux (+ 0,669 jour de redoux/an) ANOVA : 0,474 (non significatif)							
Jours avec au moins un cycle de gel et dégel (nov., déc., janv., févr. et mars)	**Anomalies moyennes**	NIL	NIL	-0,2	2,7	-0,5	-1,5	1,4	1,1
	Anomalies maximums	NIL	NIL	9,1 (1984)	12,1 (1986)	8,1 (1996)	0,1 (2003)	8,1 (2006)	6,1 (2010)
Moyenne : 27,1 jours (1976-2010)	**Anomalies minimums**			-7,9 (1983)	-8,9 (1992)	-8,9 (1994)	-3,9 (2002)	-5,9 (2005)	-1,9 (2008)
	Tendance	1976-2010 : + 1,9 jours (+ 0,053 jour /an) ANOVA : 0,630 (non significatif)							

2.2.2 Précipitations

Les résultats des analyses des paramètres liés aux précipitations sont présentés dans les tableaux 2.3 et 2.4.

Précipitations totales annuelles

Les résultats montrent une tendance non significative (0,072) à l'augmentation des précipitations totales annuelles de l'ordre de 243,2 mm entre 1916 et 2010, représentant un taux d'augmentation de +2,56 mm/an. La période analysée entre 2008 et 2010 révèle l'anomalie moyenne la plus élevée (344,3 mm) dont le maximum se situe durant l'année 2010 (+677,2 mm). Les deux périodes analysées entre 1948 et 1978 montrent une anomalie négative de -119,3 mm (1948 à 1969) et de -5,1 mm (1970 à 1978). Cependant, c'est au cours de la période de 2001 à 2003 que l'anomalie moyenne est la plus basse (-128,3 mm) atteignant un minimum de -358,7 mm pendant l'année 2001.

Précipitations de pluie annuelles

Les résultats montrent une tendance significative à l'augmentation des précipitations de pluie annuelles (+291,4 mm) au cours de la période de 1916 à 2010, représentant un taux de +3,067 mm/an. La période analysée de 2008 à 2010 révèle une anomalie moyenne nettement supérieure aux autres périodes analysées avec +308,0 mm. C'est en 2010 que l'anomalie maximale la plus élevée est enregistrée (+715,8 mm). De 1948 à 1969, l'anomalie moyenne la plus basse (-94,3 mm) est enregistrée. C'est cependant en 1978 que l'anomalie minimum absolue est atteinte (-347,7 mm).

Précipitations neigeuses annuelles

Les résultats montrent une tendance non significative (0,391) à la diminution des précipitations neigeuses annuelles (-39,9 cm) au cours de la période de 1916 à 2010, représentant un taux de -0,42 cm/an. La période analysée de 2008 à 2010 révèle une anomalie moyenne nettement supérieure aux autres périodes analysées avec +41,2 cm. Cependant, c'est en 1995 que

la valeur d'anomalie maximum absolue est atteinte (+285,0 cm). La période analysée de 2001 à 2003 représente la plus basse anomalie moyenne (-64,4 cm). C'est cependant en 1959 que la valeur la plus basse est atteinte (-191,7 cm).

Tableau 2.3. Synthèse des paramètres climatiques liés aux précipitations annuelles.

PRÉCIPITATIONS ANNUELLES		**Intervalles d'évolution côtière**							
Paramètres climatiques		**1948-1969**	**1970-1978**	**1979-1985**	**1986-1992**	**1993-2000**	**2001-2003**	**2004-2007**	***2008-2010****
Précipitations totales annuelles (mm) ***Normale : 1233,4 mm (1961-1990)*** ****Normale : 987,9 mm***	**Anomalies moyennes**	-119,3	-5,1	122,6	-83,9	113,4	-128,3	99,3	344,3
	Anomalies maximums	191,7 (1954)	96,3 (1977)	577,0 (1980)	140,3 (1988)	314,5 (1999)	106,7 (2003)	175,5 (2005)	677,2 (2010)
	Anomalies minimums	-254,4 (1959)	-187,9 (1978)	-280,3 (1984)	-209,8 (1987)	-192,8 (1997)	-358,7 (2001)	10,9 (2004)	146,1 (2009)
	Tendance	1916-2010 : + 243,2 mm (+ 2,56 mm/an) ANOVA : 0,072 (non significatif)							
Précipitations de pluie annuelles ***Normale : 770,0 mm (1961-1990)*** ****Normale: 664,6 mm***	**Anomalies moyennes**	-94,3	-45,4	118,2	-39,3	71,2	-77,5	142,7	308,0
	Anomalies maximums	151,1 (1954)	203,0 (1970)	531,6 (1980)	153,6 (1990)	249,0 (1999)	149,3 (2003)	239,4 (2006)	715,8 (2010)
	Anomalies minimums	-245,3 (1956)	-347,7 (1978)	-180,8 (1984)	-187,2 (1987)	-87,4 (1995)	-215,7 (2001)	26,9 (2004)	101,8 (2009)
	Tendance	1916-2010 : + 291,4 mm (+ 3,067 mm/an) ANOVA : 0,000 (significatif)							
Précipitations neigeuses annuelles (cm) ***Normale : 477,0 cm (1971-2000)*** ****Normale: 380,0 cm***	**Anomalies moyennes**	-45,4	26,6	-9,3	-58,2	28,5	-64,4	-57,0	41,2
	Anomalies maximums	114,7 (1956)	146,2 (1978)	101,6 (1981)	15,9 (1988)	285,0 (1995)	19,6 (2002)	57,0 (2007)	132,8 (2008)
	Anomalies minimums	-191,7 (1959)	-130,3 (1970)	-122,2 (1985)	-123,3 (1992)	-139,6 (1997)	-156,6 (2001)	-178,0 (2006)	-65,9 (2010)
	Tendance	1916-2010 : - 39,9 cm (- 0,42 cm/an) ANOVA : 0,391 (non significatif)							

Précipitations de pluie hivernales

Les résultats montrent une tendance significative (0,005) à la hausse des précipitations des pluies hivernales (+63,8 mm) au cours de la période de 1917 à 2011 représentant un taux

d'augmentation de 0,672 mm/an. La période analysée de 2008 à 2011 révèle une anomalie moyenne nettement supérieure aux autres périodes analysées avec +74,8 mm, atteignant la valeur la plus élevée en 2011 (+309,7 mm). Les précipitations du 13 au 14 décembre 2010 ont laissé à elles seules 249 mm de pluie. Les résultats montrent également une anomalie maximale élevée (+245,7 mm) en 1970. La période analysée de 2001 à 2003 présente la plus basse anomalie moyenne (-20,5 mm). C'est cependant en 1967 et en 1971 que la valeur la plus basse est atteinte (-60,3 cm).

Précipitations neigeuses hivernales

Les résultats montrent une tendance non significative (0,551) à la diminution des précipitations neigeuses hivernales (-18,3 cm) au cours de la période de 1917 à 2011, représentant un taux de -0,193 cm/an. La période analysée de 2008 à 2011 révèle une anomalie moyenne nettement supérieure aux autres périodes analysées (+78,7 cm). Cependant, c'est en 1952 que l'anomalie maximale la plus élevée est atteinte (+178,5 cm). Les cinq périodes analysées de 1979 à 2007 montrent une anomalie moyenne négative. C'est durant la période de 2001 à 2003 que la plus basse anomalie moyenne est atteinte (-66,3 cm). Toutefois, c'est en 1949 que la valeur minimale absolue est atteinte (-145,4 cm).

Tableau 2.4. Synthèse des paramètres climatiques liés aux précipitations hivernales.

PRÉCIPITATIONS HIVERNALES		**Intervalles d'évolution côtière**							
Paramètres climatiques		**1948-1969**	**1970-1978**	**1979-1985**	**1986-1992**	**1993-2000**	**2001-2003**	**2004-2007**	***2008-2011****
Précipitation de pluie hivernale (mm) ***Normale : 64,3 mm*** ****Normale: 66,6 mm***	**Anomalies moyennes**	-3,5	12,4	24,6	-15,6	29,0	-20,5	6,9	74,8
	Anomalies maximums	86,2 (1950)	245,7 (1970)	101,7 (1982)	38,9 (1992)	76,6 (1997)	-13,8 (2002)	73,3 (2006)	309,7 (2011)
	Anomalies minimums	-60,3 (1967)	-60,3 (1971)	-47,0 (1980)	-54,6 (1989)	-45,8 (1995)	-31,2 (2003)	-42,8 (2007)	-19,7 (2008)
	Tendance	1917-2011 : + 63,8 mm (+ 0,672 mm/an) ANOVA : 0,005 (significatif)							
Précipitations neigeuses hivernales (cm) ***Normale : 277,0 cm*** ****Normale: 214,0 cm***	**Anomalies moyennes**	34,8	23,7	-1,9	-16,5	-7,8	-66,3	-8,7	78,7
	Anomalies maximums	178,5 (1952)	177,8 (1977)	56,6 (1979)	122,9 (1988)	154,8 (1995)	-40,5 (2001)	22,3 (2006)	116,2 (2009)
	Anomalies minimums	-145,4 (1949)	-88,2 (1972)	-50,2 (1985)	-100,9 (1989)	-73,9 (1997)	-101,7 (2002)	-31,5 (2005)	-18,8 (2010)
	Tendance	1917-2011 : -18,3 cm (-0,193 cm/an) ANOVA : 0,551 (non significatif)							

Pluies diluviennes

Les résultats de la somme des événements ayant enregistré 50 mm et plus ainsi que 30 mm et plus de pluie montrent que les deux périodes récentes analysées entre 2004 et 2010 détiennent des valeurs nettement supérieures aux autres séquences analysées (tableau 2.5). La somme des événements ayant enregistré plus de 50 mm de pluie entre 2004 et 2007 et entre 2008 à 2010 est respectivement de neuf et de six évènements, correspondant à un taux de deux évènements par an. En octobre 2006 et en décembre 2010, la quantité maximum de précipitations atteint des valeurs supérieures à 110 mm en 24 heures. Durant le printemps, c'est de 2008 à 2010 que la somme des événements de 30 mm et plus est la plus élevée (six évènements) représentant deux événements par année. C'est cependant en avril 2005 que le maximum atteint en 24 heures est enregistré (104,2 mm). De 2001 à 2003, aucun événement n'a été répertorié. Durant la période

hivernale, la somme des évènements ayant enregistré plus de 25 mm de pluie est nettement plus élevée de 2008 à 2010 comparativement aux autres périodes analysées (six évènements). Les résultats montrent des tendances significatives à l'augmentation des événements de 50 mm annuels, de 30 mm annuels et de 30 mm printaniers.

2.2.3 Tempête

Les seuils utilisés dans la discrimination des tempêtes à partir des vitesses du vent varient considérablement selon les auteurs (Tableau 2.6). Dans une perspective de gestion des risques côtiers et d'aménagement du territoire et en vertu du principe de précaution et des différentes études consultées, deux seuils minimaux de vitesse de vent ont été employés pour définir une tempête soit :

- 50 km/heure et plus, pendant au moins une heure
- 70 km/heure et plus, pendant au moins une heure

Les événements de tempêtes ont été par la suite comptabilisés durant six périodes s'échelonnant de 1979 à 2010 à l'aide de la méthodologie développée par Bernatchez *et al.* (2012). Cette méthode consiste à identifier les épisodes de tempête et leurs durées à l'aide de la vitesse initiale et finale des vents supérieure ou égale aux seuils établis ci-haut. Lorsque les vents diminuent temporairement en intensité, mais se renforcent en atteignant ou dépassant un certain seuil à l'intérieur d'une période de 24 heures, le nombre d'heures a été inclus dans la durée de l'événement.

Tableau 2.5. Synthèse des paramètres climatiques liés aux précipitations diluviennes.

PRÉCIPITATIONS DILUVIENNES	Intervalles d'évolution côtière							
Paramètres climatiques	**1948-1969**	**1970-1978**	**1979-1985**	**1986-1992**	**1993-2000**	**2001-2003**	**2004-2007**	**2008-2010**
Somme des évènements de 50 mm et plus	9 (0,4/an)	6 (0,6/an)	8 (1,1/an)	8 (1,1/an)	12 (1,5/an)	3 (1/an)	9 (2,2/an)	6 (2/an)
Somme des évènements de 30 mm et plus	52 (2,3/an)	17 (1,89/an)	21 (3/an)	26 (3,7/an)	41 (5,1/an)	8 (2,6/an)	21 (5,2/an)	23 (7,6/an)
Maximum atteint en 24 heures	71,1 mm (déc. 1969)	77,7 mm (nov. 1971)	65,0 mm (juil. 1980)	74,2 mm (oct. 1990)	94,6 mm (déc. 1999)	68,2 mm (août 2002)	110,2 mm (oct. 2006)	111,0 (déc. 2010)
Somme des évènements printaniers de 30 mm et plus	9 (0,4/an)	5 (0,5/an)	7 (1/an)	4 (0,5/an)	9 (1,1/an)	0 (0/an)	4 (1/an)	6 (2/an)
Maximum atteint en 24 heures	57,2 mm (mai 1961)	68,3 mm (mai 1973)	60,0 mm (avril 1980)	40,2 mm (avril 1990)	74,4 mm (mai 1997)	Nil	104,2 mm (avril 2005)	50,2 mm (avril 2009)
Somme des évènements hivernaux de 25 mm et plus	16 (0,7/an)	2 (0,2/an)	5 (0,7/an)	3 (0,4/an)	5 (0,6an)	3 (1/an)	1 (0,2/an)	6 (2/an)
Maximum atteint en 24 heures	71,1 mm (déc. 1969)	44,5 mm (fév. 1972)	63,4 mm (déc. 1981)	27,0 mm (janv. 1992)	94,6 mm (déc. 1999)	29,0 mm (déc. 2003)	36,8 mm (déc. 2005)	111,0 mm (déc. 2010)
Tendance (1916-2010)	Annuel 50 mm et + : + 1,71 évènement (+ 0,018 évènement/an) ANOVA : 0,000 (significatif) --- Annuel 30 mm et + : + 2,85 évènements (+ 0,03 évènement/an) ANOVA : 0,000 (significatif) --- Printanier 30 mm et + : + 0,86 évènement (+ 0,009 évènement/an) ANOVA : 0,001 (significatif) --- Hivernal 25 mm et + : + 0,48 évènement (+ 0,005 évènement/an) ANOVA : 0,173 (non significatif)							

Tableau 2.6. Seuils de tempête utilisés dans la littérature (modifié de Friesinger, 2009).

Type d'événement	*Seuil*	*Objectifs*	*Références*
Tempête (vents)	≥74 km/h (vitesse de pointe) ≥92 km/h (vitesse de pointe)	Impacts géomorphologiques Analyse climatique	Trzpit, 1977 Valton, 1981
Tempête (vents)	≥90 km/h (pour ≥1h, 3h, 6h) ≥115 km/h (pour ≥1h et 3h)	Analyses géomorphologiques	Owens et McCann, 1980
Tempête (vents)	≥19 km/h (pour ≥ 6h)	Impacts géomorphologiques Analyse climatique	Hale et Greenwood, 1980
Tempête (vents)	≥89 km/h (10 sur l'échelle de Beaufort)	Impacts géomorphologiques Analyse climatique	Lewis et Morgan, 1984 Grenier, 1993
Tempête (vents)	≥74 km/h (pour ≥ 3h)	analyses géomorphologiques	Dubois et Lessard, 1986
Tempête (vents)	≥37 km/h (pour ≥ 5h)	Impacts géomorphologiques	Carter et Stone, 1989
Tempête (vents)	≥115 km/h (combinaison de l'échelle Saffir/Simpson et échelle de Halsey)	Impacts géomorphologiques Analyse climatique	Dolan et Davis, 1992
Tempête (vents)	≥37 km/h (pour ≥ 6h)	Analyse climatique	Hirsh *et al.*., 2001
Tempête (vents)	≥55 km/h (pour ≥ 24h) ≥93 km/h (pour ≥ 5h) ≥111 km/h (pour ≥ 1h)	Analyse climatique	MacClenahan, *et al.*, 2001
Tempête (vents)	≥80 km/h (pour ≥ 1h)	Impacts géomorphologiques Analyse climatique	Paskoff, 2001
Tempête (vents)	≥50 km/h (pour ≥ 1h) ≥87 km/h (vitesse de pointe)	Analyse climatique	Environnement Canada
Tempête (vents)	≥63 km/h (pour 10 min, 8 sur l'échelle de Beaufort)	Analyse climatique	Dawson *et al.*, 2004
Tempête (vents)	≥60 km/h (pour ≥ 1h) ≥74 km/h (pour ≥ 1h)	Impacts géomorphologiques Analyse climatique	Friesinger, 2009

La somme des événements de tempête avec une vitesse du vent supérieure à 50 km/h se chiffre à 88 entre les années 1979 et 2010, représentant 2,7 tempêtes/an (Tableau 2.7). Les tempêtes se produisent majoritairement durant les saisons hivernales et printanières. Les deux périodes entre 1979 et 1992 représentent un nombre de tempêtes supérieur à 3,5/an. C'est toutefois entre 2001 et 2003 que le nombre de tempêtes par année est le plus élevé, se chiffrant à 4,3. Quant aux périodes 2004-2007 et 2008-2010, les deux périodes présentent un taux d'évènement de tempêtes annuelles semblables soit 2,0 tempêtes/an. Par contre, on note un nombre plus élevé de tempête durant la période hivernale dans l'intervalle 2004-2007 soit, 5 tempêtes contre 2 dans la séquence 2008-2010. La somme des événements de tempête avec une vitesse du vent supérieure à 70 km/h se chiffre à 5 durant les années 1979 à 2010. Quatre des cinq événements sont survenus en hiver entre les périodes de 1979 à 1985 et de 1993 à 2001. La tendance des événements de tempête montre des diminutions non-significatives des vents avec une vitesse supérieure à 50 km/h. La tendance n'a pas été calculée pour les évènements de tempête de 70 km/h et plus, car leur nombre total très réduit ainsi que leur répartition ne se prête pas vraiment à cette opération mathématique. On note tout de même que le dernier évènement de tempête de 70 km/h a eu lieu à l'intérieur de la séquence 1993-2000. Cette tendance à la diminution du nombre et de l'intensité des tempêtes a aussi été observée ailleurs dans l'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent (Bernatchez *et al*., 2012). Par ailleurs, la station météorologique de Gaspé, localisée dans le fond de la baie de Gaspé, est protégée des vents côtiers, d'où un nombre très limité d'événements avec des vents de vitesse supérieure à 70 km/h. Bien que la vitesse des vents soit souvent utilisée en géomorphologie côtière et en génie côtier pour définir les tempêtes, il a été montré qu'il n'y a pas toujours de relation entre la vitesse des vents enregistrée aux stations météorologiques et les dommages aux côtes associés aux vagues de tempête (Friesinger, 2009; Bernatchez *et al*., 2012). Il est donc nécessaire d'intégrer dans l'analyse des tempêtes, la pression atmosphérique et les niveaux d'eau enregistrés aux marégraphes.

Tableau 2.7. Synthèse des paramètres climatiques liés aux tempêtes.

Évènements de tempête		Intervalles d'évolution côtière					
Paramètres climatiques		**1979-1985**	**1986-1992**	**1993-2000**	**2001-2003**	**2004-2007**	**2008-2010**
Somme des évènements de tempête avec vitesse du vent de 50 km/h et plus	**Annuel (déc. à janv.)**	26 (3,7/an)	21 (3,5/an)	14 (1,8/an)	13 (4,3/an)	8 (2,0/an)	6 (2,0/an)
	Été (juin à août)	1	0	0	0	0	0
	Automne (sept. à nov.)	2	5	2	4	1	2
	Hiver (déc. à fév.)	17	9	11	5	5	2
	Printemps (mars à mai)	6	7	1	4	2	2
Tendance annuelle (1979-2010)		-1,8 évènement (-0,0582 évènement/an) ANOVA : 0,162 (non-significatif)					
Somme des évènements de tempête avec vitesse du vent de 70 km/h et plus	**Annuel (déc. à janv.)**	3 (0,4/an)	1 (0,1/an)	1 (0,1/an)	0	0	0
	Été (juin à août)	0	0	0	0	0	0
	Automne (sept. à nov.)	0	0	0	0	0	0
	Hiver (déc. à fév.)	3	0	1	0	0	0
	Printemps (mars à mai)	0	1	0	0	0	0

2.2.4 Niveaux d'eau

L'analyse des niveaux d'eau historique s'avère essentielle afin de connaitre les tendances du niveau marin relatif, mais également pour identifier des hauts niveaux d'eau ayant eu un impact sur la zone côtière. L'analyse a été réalisée à partir des données enregistrées par la station marégraphique de Rivière-au-Renard entre 1969 et 2012 (Tableau 2.8). Les données ont aussi été analysées en fonction des périodes utilisées pour l'évolution côtière entre 1970 et 2010.

Tableau 2.8. Caractéristique de la station marégraphique de Rivière-au-Renard.

Station	*No. Identification (SHC)*	*Coordonnées géographiques*	*Période*
Rivière-au-Renard	2330	48,997º N 64,3805º W	1969-01-14 au 2012-12-31

Les données acquises sur une base horaire ont été agrégées pour obtenir des moyennes mensuelles sur lesquelles la tendance a été extraite. Certaines manipulations ont toutefois été préalablement effectuées afin de désaisonnaliser la série temporelle et assurer la qualité des données. D'une part, une analyse visuelle de la série temporelle a été réalisée afin de détecter la présence de données manquantes, d'erreurs ou de pointes (négatives ou positives) dans les données. Il s'est cependant avéré qu'aucune anomalie évidente n'était présente. Tous les mois avec moins de 90% des données disponibles ont été complètement exclus de l'analyse de la saisonnalité, conformément à la méthodologie proposée par Parkes *et al*. (2006). Ils ont également été exclus de l'étude de la tendance afin d'éviter d'avoir une surreprésentation des marées de vives-eaux ou de mortes-eaux dans les niveaux moyens mensuels de chacun des mois conservés pour l'analyse.

Le cycle saisonnier moyen a été obtenu en effectuant la différence entre les niveaux d'eau moyens mesurés pour tous les mois et la moyenne annuelle (cette dernière a été calculée avec les années pour lesquelles les 12 mois de données étaient valides). Ces différences ont ensuite été moyennées pour chacun des mois (janvier, février, etc.). Ces résultats sont présentés à la figure 2.1. On remarque ainsi que les niveaux d'eau mesurés entre février et mai sont généralement inférieurs à la moyenne annuelle, contrairement aux mois estivaux durant lesquels les niveaux sont plus élevés. Ce cycle saisonnier moyen a été soustrait aux valeurs individuelles des niveaux d'eau mensuels, ce qui a permis d'obtenir une série temporelle désaisonnalisée. L'analyse des variations du niveau marin au cours des dernières décennies a été réalisée à partir de cette série désaisonnalisée. La méthodologie employée pour calculer la tendance du niveau marin est basée sur celle proposée par Boon (2012).

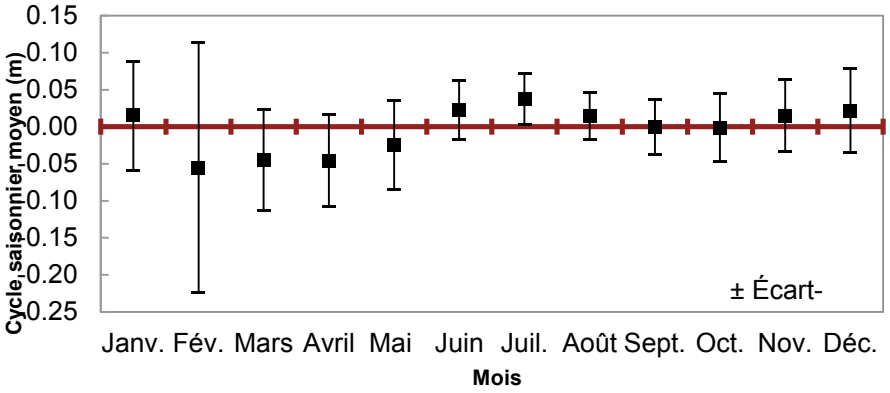


Figure 2.1. Moyenne des écarts mensuels à la moyenne annuelle, station marégraphique de Rivière-au-Renard.

La tendance du niveau d'eau mesuré entre 1969 et 2012 a été légèrement à la hausse avec une vitesse de 0,986 ± 0,366 mm/an (Figure 2.2). Cependant, on observe une tendance inverse de part et d'autre de l'année 1989 indiquant une tendance à la baisse de -2,98 mm/an entre 1969 et 1988 et une hausse de 4,14 mm/an entre 1989 et 2012. En utilisant, la tendance du niveau marin calculée sur 15 ans, on constate que ce renversement brusque de tendance passant de valeurs négatives à des valeurs positives s'effectue en 1987 (Figure 2.3). Cette accélération de la hausse du niveau de la mer est aussi observée à partir d'environ 1987 à plusieurs stations marégraphiques des régions côtières canadiennes et américaines de l'Atlantique (Figure 2.4; Boon, 2012). Ce phénomène mesuré à la station marégraphique de Rivière-au-Renard n'est donc pas local, mais s'inscrit dans la tendance à la hausse du niveau marin mondial. La tendance est même légèrement supérieure à celle mesurée par les satellites altimètres qui a été de 3,2±0,5 mm/an entre 1993 et 2011 (Rahmstorf *et al*., 2012). Cette différence s'explique vraisemblablement par une subsidence de la côte de l'extrémité orientale de la péninsule gaspésienne qui vient s'additionner à la hausse globale du niveau marin. En effet, la subsidence (variation négative de la croûte terrestre) serait d'environ -1 mm/an pour la région de Rivière-au-Renard alors qu'elle serait entre -1 et -2 mm/an pour la baie de Gaspé (Koohzare *et al*., 2008; Figure 2.5). On peut donc en déduire que la hausse du niveau marin relatif dans le secteur de Penouille peut être légèrement supérieure aux mesures réalisées à la station de Rivière-au-Renard. La tendance récente de la hausse moyenne du niveau marin mondial est donc nettement supérieure à celle mesurée de 1,7 ± 0,2 mm/an entre 1900 et 2009 (Church et White, 2011).

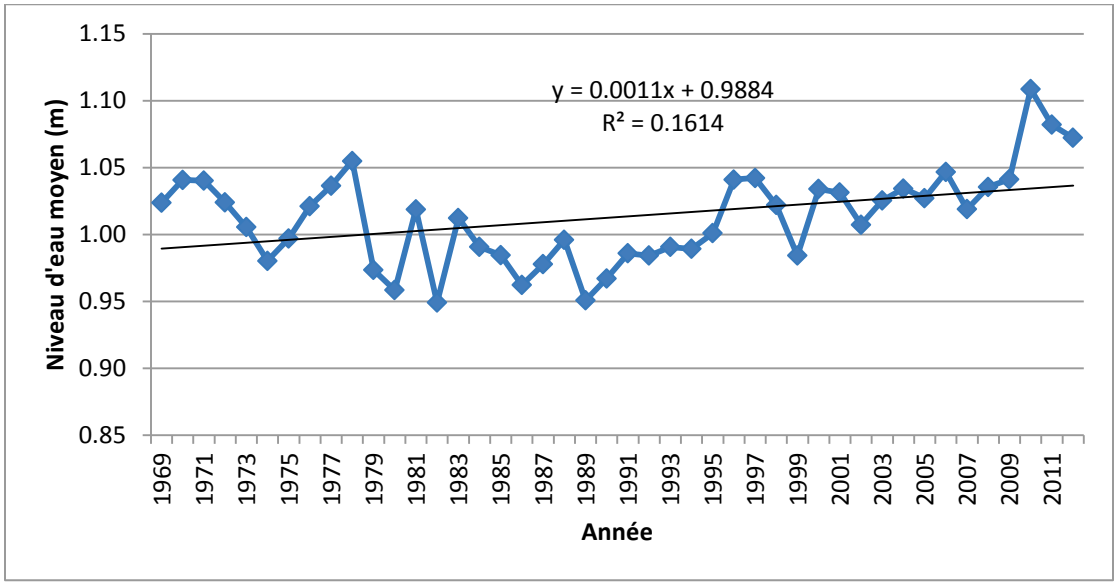


Figure 2.2. Tendance du niveau d'eau à la station marégraphique de Rivière-au-Renard entre 1969 et 2012.

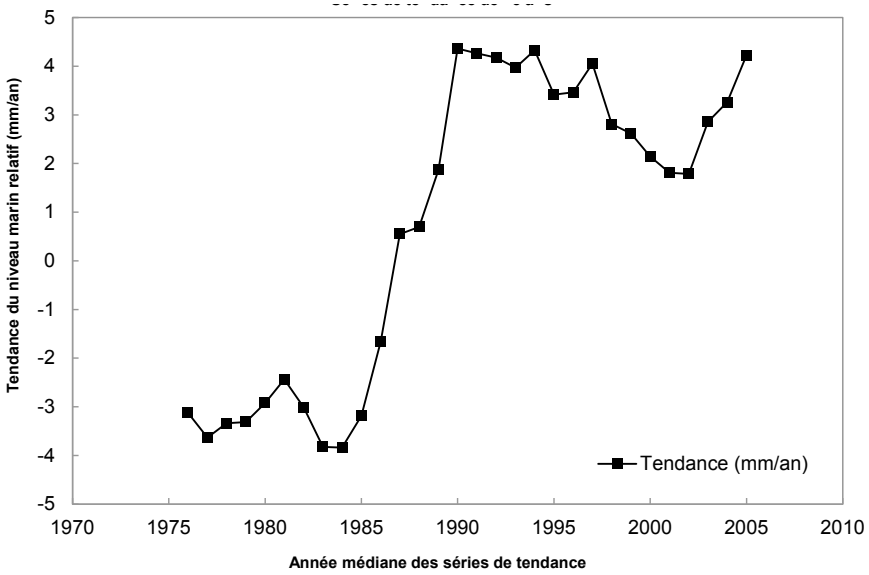


Figure 2.3. Tendance annuelle du niveau marin relatif; séries de tendances calculées sur 15 ans.

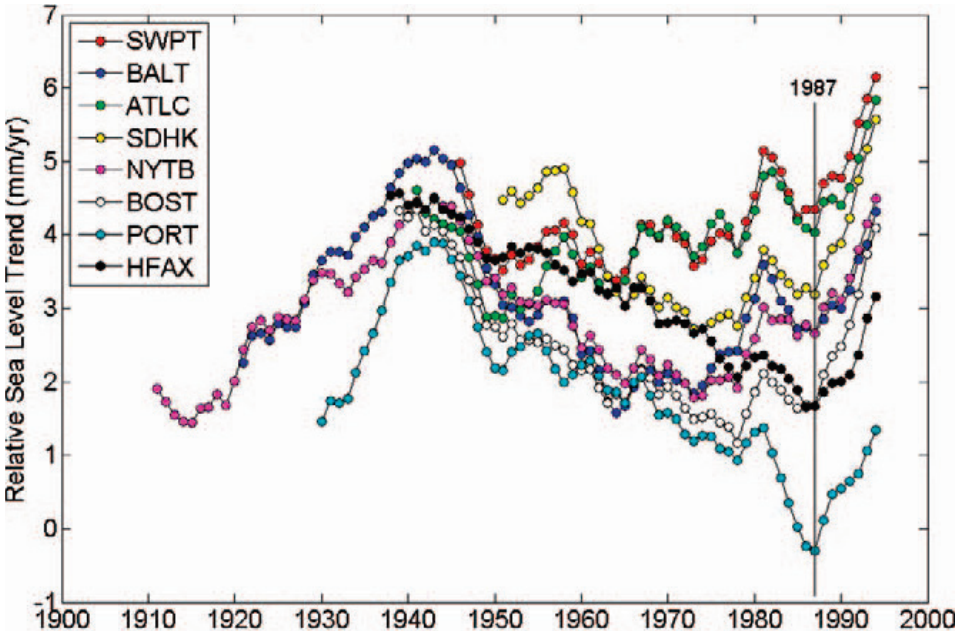


Figure 2.4. Tendance du niveau marin relatif pour différentes stations des régions côtières de l'Atlantique américaines et canadiennes (tirée de Boon, 2012).

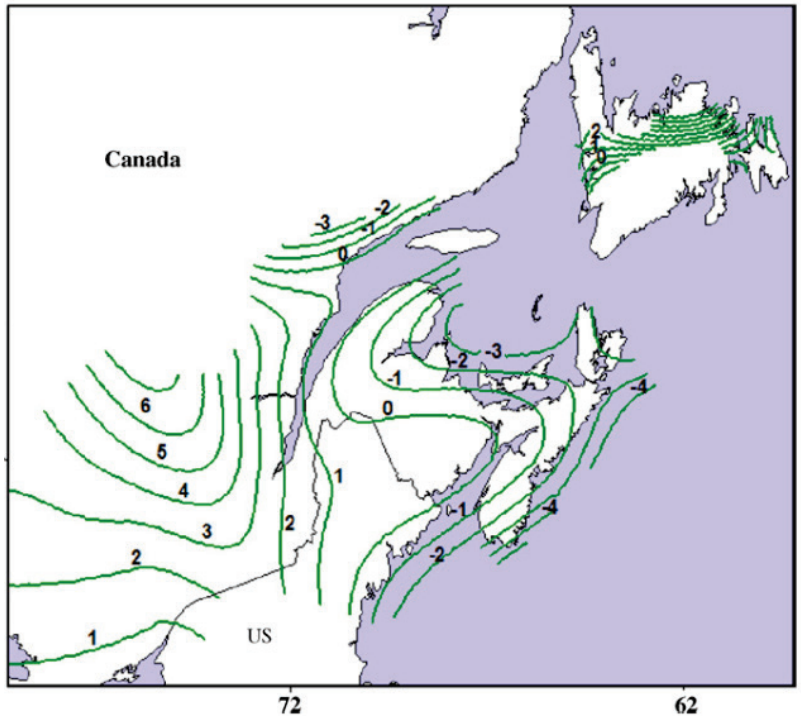


Figure 2.5. Variation verticale de la croûte terrestre en mm par année (tirée de Koohzare *et al.*, 2008).

L'analyse des niveaux d'eau dépassant le niveau de la pleine mer supérieure de grande marée (PMSGM) permet d'identifier la fréquence des événements qui peuvent potentiellement provoquer des dommages à la côte. Ce niveau est de 2,33 m pour la station marégraphique de Rivière-au-Renard. Il correspond à la moyenne des plus hautes des pleines mers pour chacune des 19 années de prédiction. Il exclut tout autre paramètre tel que la direction et la vitesse du vent ainsi que la pression atmosphérique qui pourraient influencer le niveau de l'eau. Les résultats montrent deux périodes durant lesquelles les niveaux d'eau moyens sont près du seuil de 2,33 m, soit celles entre 1970 et 1978 et entre 2004 et 2010 (Figure 2.6).

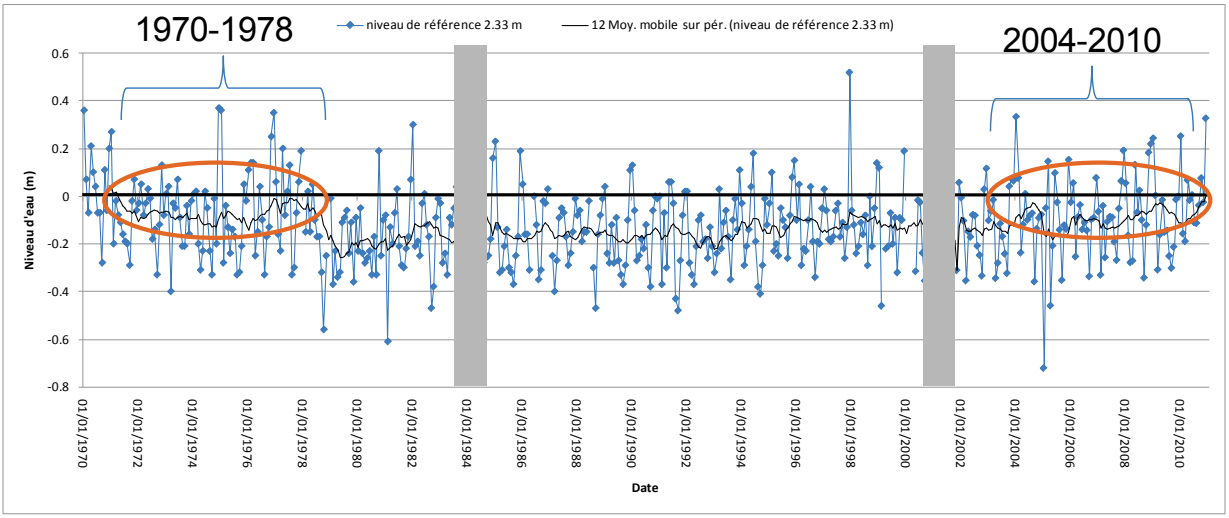


Figure 2.6. Anomalie mensuelle des données de niveau d'eau enregistrées à la station marégraphique de Rivière-au-Renard entre 1970 et 2010.

Les résultats ont ensuite été comptabilisés selon les périodes d'évolution côtière afin de comparer le nombre d'événements ayant eu un niveau d'eau journalier supérieur au niveau de la pleine mer supérieure de grande marée et le niveau d'eau maximum atteint (Figure 2.7). Des six périodes analysées, trois périodes ont connu cinq événements et plus, soit celles de 1970 à 1979, de 2001 à 2004 et de 2008 à 2010. C'est toutefois entre 1979 et 1986 que le niveau d'eau moyen a été le plus élevé (2,44). Le niveau d'eau maximum atteint pour chacune des périodes d'évolution côtière révèle que le plus élevé est survenu le 30 décembre 1997 (2,82) (Tableau 2.9).

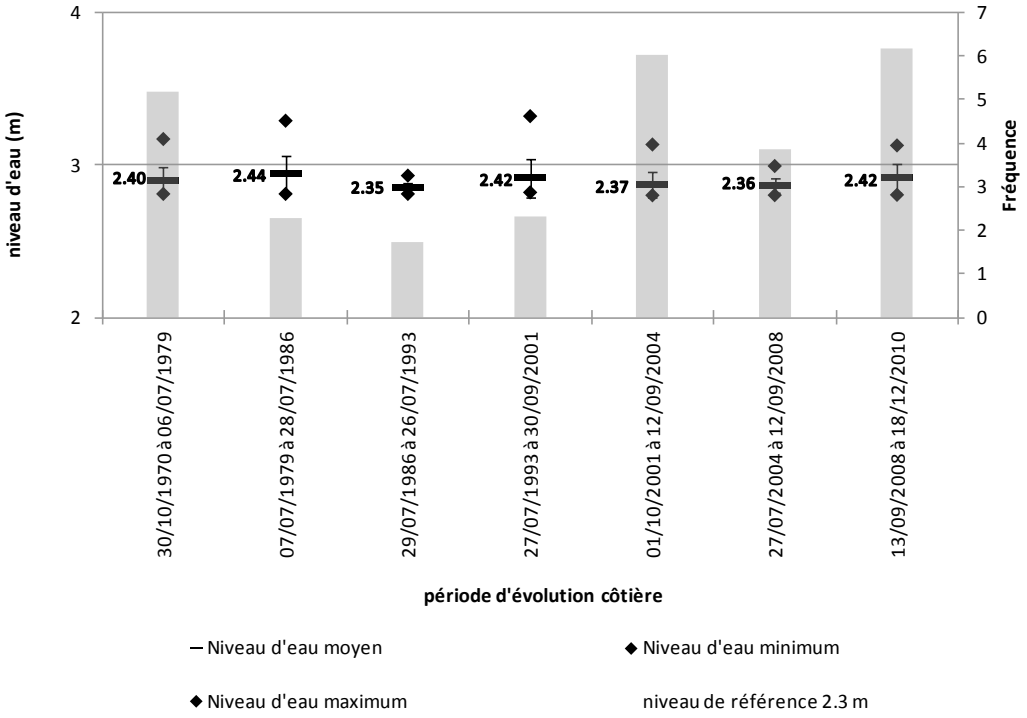


Figure 2.7. Fréquence et amplitude des données du niveau d'eau journalier selon les périodes d'évolution côtière.

Tableau 2.9. Date des événements de niveau d'eau maximum atteint selon les périodes d'évolutions côtières.

Période d'évolution côtière	*Date*	*Niveau d'eau maximum atteint (m)*
30/10/1970 à 06/07/1979	03/12/1974	2,67
07/07/1979 à 28/07/1986	07/12/1983	2,79
29/07/1986 à 26/07/1993	28/01/1990	2,43
27/07/1993 à 30/09/2001	30/12/1997	2,82
01/10/2001 à 12/09/2004	23/01/2004	2,63
27/07/2004 à 12/09/2008	24/12/2007	2,49
13/09/2008 à 18/12/2010	06/12/2010	2,63

2.2.5 Événements météorologiques documentés causant un niveau d'eau élevé

La recherche dans plusieurs types d'archives est essentielle pour connaître les impacts réels sur la côte à la suite des évènements météorologiques extrêmes (Friesinger, 2009). Afin de répertorier les tempêtes ayant eu un effet sur la dynamique côtière de Penouille, les rapports et archives du parc ainsi que les images extraites des caméras de suivi ont été consultés. La description des évènements a été complétée avec les données de la station météorologique de Gaspé A. (aéroport).

Évènements identifiés dans la littérature et les archives du parc

Un total de cinq événements ayant causé des dommages à la côte ont été répertoriés à partir des archives du parc.

Évènement du 7 décembre 1983

Le vent soufflait du sud sud-est avec une vitesse journalière moyenne de 15,3 km/h atteignant des pointes de 72 km/h. La pression atmosphérique minimale était de 96,33 kPa. D'une durée de 27 heures, cet évènement a occasionné des dommages importants. À Penouille, la route d'accès et le talus de la plage est-ouest ont été endommagés sur une longueur de 550 m (CSSA Consultants Ltée, 1992) (Figure 2.8). À Sandy Beach, la tempête a créé une brèche dans le banc de sable et la maison du phare s'est détachée de son socle (Bernatchez *et al*., 2012) (Figure 2.8). Le niveau d'eau maximum mesuré à la station marégraphique de Rivière-au-Renard a été de 2,79 m, ce qui correspond à un événement avec un temps de retour de 28 ans. Cette tempête a été l'une des trois plus importantes tempêtes ayant provoqué des dommages sur l'ensemble des régions côtières de l'estuaire maritime et du golfe du Saint-Laurent entre 1960 et 2010 (Bernatchez *et al*., 2012).

Évènements de l'automne 1991 : 6 et 7 octobre

Les 6 et 7 octobre, le vent soufflait respectivement du sud sud-est et du sud-ouest avec une vitesse journalière moyenne de 16,4 km/h et de 13,2 km/h. Les pointes atteintes sont de 46 km/h et 63 km/h respectivement. La pression atmosphérique minimale enregistrée pour

chacune des journées était de 100,36 kPa et de 99,15 kPa. Le talus de la plage est-ouest de Penouille a été légèrement érodé (CSSA Consultants Ltée, 1992).

Figure 2.8. Dommages occasionnés par la tempête du 7 décembre 1983 à Penouille (A) et à Sandy Beach (B) (tirée de PNCF, 1983 et Raby *et al.*, 2008).

Évènements de l'hiver 1991 : 2 décembre

Le vent soufflait de l'ouest avec une vitesse journalière moyenne de 21,2 km/h et des pointes de 44 km/h. La pression atmosphérique minimale enregistrée était de 99,62 kPa. Le talus de la plage nord-sud a été érodé (CSSA Consultants Ltée, 1992) (Figure 2.9). Le niveau d'eau maximal atteint a été de 2,22 m à la station marégraphique de Rivière-au-Renard.

Figure 2.9. Dommages occasionnés par la tempête du 2 décembre 1991 dans le secteur de la plage nord-sud à Penouille (tirée de CSSA Consultants Ltée, 1992).

Évènements de l'hiver 1991 : 3 et 4 décembre

Le vent soufflait de l'ouest sud-ouest et puis du sud avec une vitesse journalière moyenne de 11,1 km/h et de 22,3 km/h avec des pointes de 43 km/h et de 50 km/h les 3 et 4 décembre. La pression atmosphérique minimale enregistrée était respectivement de 100,77 kPa et de 97,56 kPa. Lors de cette tempête, la route d'accès a été fortement endommagée sur une distance d'environ 125 m (CSSA Consultants Ltée, 1992; Figure 2.10). Le niveau d'eau maximal atteint a été de 2,14 m et de 2,31 m à la station marégraphique de Rivière-au-Renard.

Figure 2.10. Dommages occasionnés par la tempête du 3 et 4 décembre 1991 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille (tirée de CSSA Consultants Ltée, 1992).

Évènement du 2 décembre 2005

Le vent soufflait de l'est et avec une vitesse journalière moyenne de 14,8 km/h avec des pointes de 50 km/h. La pression atmosphérique minimale enregistrée était de 98,89 kPa. Lors de cette tempête, la route d'accès a été fortement endommagée (PNCF, 2005; Figure 2.11). Le niveau d'eau maximal atteint a été de 2,45 m à la station marégraphique de Rivière-au-Renard.

Figure 2.11. Dommages occasionnés par la tempête du 2 décembre 2005 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille (source PNCF, 2005).

Évènements du 6 décembre 2010

Le vent soufflait de l'est et puis de l'est-sud-est avec une vitesse journalière moyenne de 22 km/h et des rafales de 65 km/h. La pression atmosphérique minimale de 97,98 kPa a été enregistrée. Lors de cette tempête, l'ensemble de la zone côtière de Penouille a été affecté par les vagues. Le niveau d'eau mesuré à la station marégraphique de Rivière-au-Renard a été de 2,63 m, ce qui correspond à un événement avec un temps de retour de 7 ans. La route d'accès a été submergée et endommagée (Figure 2.12). Dans la partie médiane de Penouille, les vagues ont atteint l'arrière-plage laissant de nombreux débris ligneux (Figure 2.13). Dans le secteur de la plage nord-sud, des dommages ont été observés sur le bâtiment d'accueil, même si l'énergie des vagues était beaucoup plus faible que dans le secteur de la plage est-ouest (Figure 2.14). Finalement, des effondrements de dalles rocheuses ont été observés sur la falaise de Penouille (Figure 2.15).

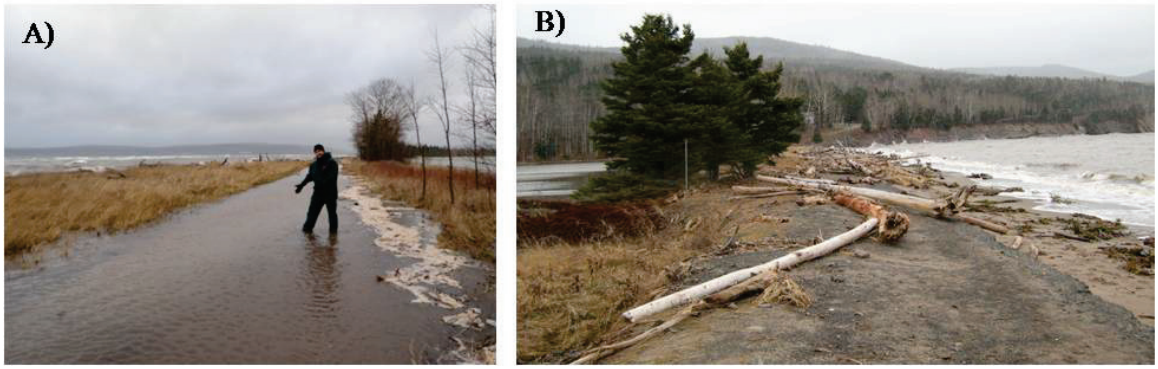


Figure 2.12. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille. Submersion sur la route d'accès lors de la tempête (A) et dommages occasionnés par la tempête (B) (source PNCF, 2010).

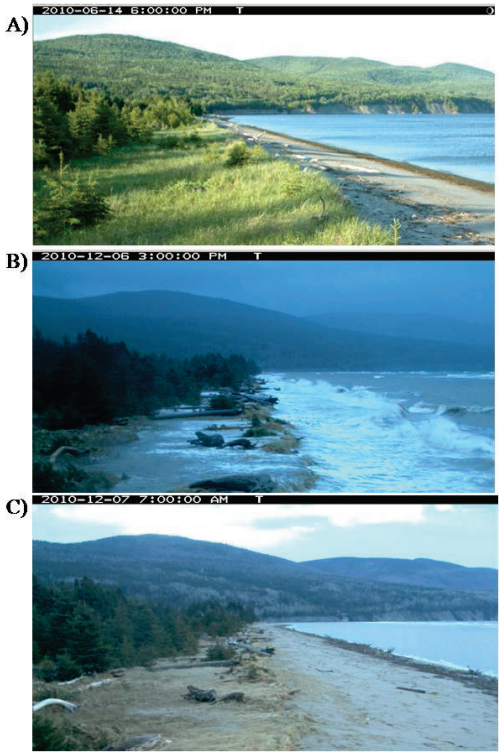


Figure 2.13. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille avant (A), pendant (B) et après (C) (LDGIZC, 2010).

Figure 2.14. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage nord-sud; niveau d'eau élevé lors de la tempête (A) et dommages aux infrastructures du parc (B) (source LDGIZC, 2010 et PNCF, 2010).

Figure 2.15. Effondrement de dalles dans les falaises de Penouille à la suite de la tempête du 6 décembre 2010 (LDGIZC, 2010).

Événements répertoriés entre mars 2010 et avril 2012 à l'aide des caméras de suivi

Les images acquises à partir des cinq caméras de suivi installées sur Penouille en mars 2010 ont permis de répertorier les événements de niveaux d'eau élevés correspondant à des tempêtes survenues entre mars 2010 et avril 2012 (Figure 2.16). De toutes les saisons des deux

années d'acquisition, celle de l'automne est la plus active. En 2010, le nombre de tempête répertorié durant la saison automnale est nettement supérieur à l'année 2011.

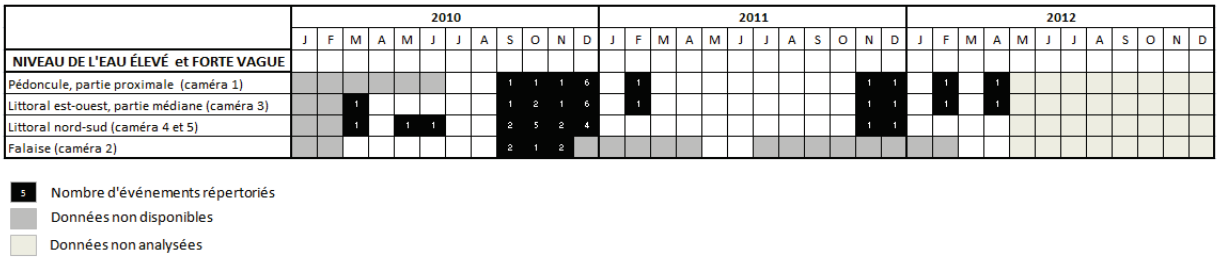


Figure 2.16. Événements de niveaux d'eau élevés répertoriés à partir des images acquises des caméras de suivi entre mars 2010 et avril 2012.

De plus, les événements survenus au mois de novembre et de décembre lors de cette année ont été particulièrement sévères. Outre la tempête du 6 décembre 2010 (fig. 2.12 à 2.15), des niveaux d'eau exceptionnellement élevés ainsi que des vagues de fortes énergies ont été observés pendant le mois de novembre, notamment le 5 et le 11 novembre (fig. 2.17 et 2.18). Ces événements ont touché l'ensemble de la zone côtière de Penouille, atteignant même dans certains endroits l'arrière-plage.

Figure 2.17. Niveau d'eau élevé et vague de forte énergie survenus le 5 novembre 2010 sur la zone côtière de Penouille dans le secteur des falaises (A), dans la partie proximale de la presqu'île de Penouille (B), dans la partie médiane sur la façade littorale orientée est-ouest (C) et nord-sud (D).

Figure 2.18. Niveau d'eau élevé et vague de forte énergie survenus le 11 novembre 2010 sur la zone côtière de Penouille dans la partie proximale (A), dans la partie médiane sur la façade littorale orientée est-ouest (B) et nord-sud (C).

2.2.6 Couvert de glace

L'analyse du couvert de glace à l'échelle du golfe du Saint-Laurent a été réalisée pour sept périodes entre 1970 et 2010. Les données proviennent du Service canadien des glaces. La superficie totale du golfe du Saint-Laurent représente 487 455 km^2. Le total accumulé de la couverture de glace historique est la somme des premières, jeunes et nouvelles glaces. Les résultats représentent la quantité moyenne de glace en pourcentage de la superficie totale du golfe présente pour la période du 26 novembre au 26 mars. Les résultats sont illustrés dans le tableau 2.10.

Les résultats des tendances du couvert de glace sur le golfe du Saint-Laurent indiquent une diminution non significative (0,061), de son étendue, soit -7,0 % de la superficie totale analysée. Sa diminution au cours de la période de 1970 à 2010 s'effectue au rythme de -0,17 % par an. Les deux périodes récentes analysées entre 2004 et 2010 montrent des valeurs nettement plus basses que toutes les périodes analysées. La période de 2004 à 2008 contient l'anomalie moyenne la plus basse (-9,9%). C'est cependant de 2008 à 2010 que l'anomalie minimum est atteinte (-20,4%). Deux périodes enregistrent des anomalies moyennes positives, soit celles entre 1970-1978 et entre 1986-1992. C'est entre 1986 et 1992 qu'ont été enregistrés l'anomalie moyenne positive la plus élevée (4,5%) et l'anomalie la plus élevée de toute la période couverte, soit 9,6% supérieure à la moyenne.

Tableau 2.10. Synthèse des paramètres climatiques liés au couvert de glace sur le golfe du Saint-Laurent.

COUVERT DE GLACE SUR LE GOLFE DU SAINT-LAURENT	Intervalles d'évolution côtière						
	1970-1978	1979-1985	1986-1992	1993-2000	2001-2003	2004-2007	2008-2010
Anomalies moyennes (%) (normale de 23,98 %)	0,6	-3,4	4,5	-2,8	-4,8	-9,9	-8,0
Anomalies minimums (%)	-10,1	-7,5	-0,1	-10,2	-9,4	-15,6	-20,4
Anomalies maximums (%)	6,8	2,3	9,6	8,3	2,6	-4,3	-0,8
Tendance	1970-2010: -7,1 % (-0,17 %/an) ANOVA: 0,061 (non significatif)						

Dans la baie de Gaspé, les premiers travaux sur l'évolution du couvert de glace à proximité de Penouille ont été réalisés à l'hiver 1973-74 (CSSA Consultants Ltée, 1992). Les résultats indiquent un patron d'englacement et de déglacement en deux temps. Le littoral nord-sud s'englace de 7 à 10 jours avant le littoral est-ouest; il est soumis à un englacement plus prolongé d'environ une semaine au printemps 1974. Des observations plus récentes réalisées à l'hiver 1991-92 montrent un patron similaire. À l'hiver 1991, l'englacement a débuté dasn la baie en amont de Penouille autour du 15 décembre (CSSA Consultants Ltée, 1992). C'est le premier janvier que le havre de Gaspé était entièrement gelé. Toutefois, le secteur marin adjacent au littoral est-ouest était encore libre de glace. Ce secteur a été englacé une semaine plus tard. Au printemps, le déglacement a débuté vers la mi-avril dans le secteur du littoral est-ouest. À cette date, le littoral nord-sud était toujours sous la glace. Le déglacement complet de ce secteur ne s'est fait que le premier mai.

D'après les observations, la période glacielle s'étend généralement de la fin décembre à la fin avril. Exceptionnellement, à l'hiver 1981-82, le havre de Gaspé a été partiellement libre de glace durant tout le mois de janvier (CSSA Consultants Ltée, 1992). Les observations réalisées au cours de l'hiver 2009-2010 et 2010-2011 à partir des caméras de suivi révèlent que le littoral nord-sud était sous l'emprise de la glace deux semaines avant le littoral est-ouest. Ce patron de formation est similaire aux travaux réalisés aux hivers 1973-74 et 1990-91 (CSSA Consultants

Ltée, 1992). En revanche, la séquence de déglacement diffère par rapport aux résultats obtenus par CSSA Consultants Ltée (1992). Le déglacement sur le littoral est-ouest s'effectue maintenant plus d'un mois avant le littoral nord-sud, comparativement à deux semaines aux printemps de 1973-74 et de 1990-91.

2.3 *Constats généraux*

Les résultats obtenus à partir de l'analyse des données historiques de la station de Gaspé A. (aéroport) d'Environnement Canada, du Service hydrographique du Canada, du Service canadien des glaces ainsi que des archives et des caméras de suivi permettent d'avancer certains constats :

- Des huit périodes analysées entre 1948 à 2010, celle de 1986 à 1993 présente la période la plus froide durant laquelle on été enregistrés les températures moyennes annuelles et hivernales les plus basses, les degrés-jours de gel annuels les plus élevés et les jours de redoux hivernaux les plus bas. Cette période est également caractérisée par des précipitations totales plus faibles et un nombre élevé d'évènements de tempêtes. Durant cette même période, la couverture de glace était nettement supérieure aux autres périodes analysées, ce qui assure une plus grande protection de la côte contre les tempêtes hivernales. De plus, l'analyse des données de niveaux d'eau montre que le nombre de jours de niveau supérieur au PMSGM est faible.
- Sur l'ensemble de la séquence de 1948-2010, celle de 2008 à 2010 représente la période la plus chaude durant laquelle on a enregistré les températures moyennes annuelles et hivernales les plus élevées, les degrés-jours de gels annuels les plus bas et un nombre de jours de redoux hivernaux plus élevés. Cette période est également caractérisée par les précipitations totales annuelles les plus élevées et le nombre d'événements de précipitations diluviennes de 30 mm et plus et de 50 mm et plus. Le nombre d'évènements de tempête est peu élevé aux autres séquences. La superficie du couvert de glace était nettement inférieure aux autres périodes analysées. Finalement, l'analyse des données de niveau d'eau montre que le nombre de jours supérieur au niveau des PMSGM est très élevé.
- Des huit périodes analysées, celles de 1979-1993 et de 2001-2004 représentent un nombre d'évènements/année de tempête nettement supérieur aux autres périodes analysées. Ces périodes sont également caractérisées par une diminution du couvert de glace. La période de 2001-2004 coïncide avec un nombre de jours élevé au-dessus du niveau d'eau de PMSGM.

- Des huit périodes analysées de 1948 à 2010, celles de 1970 à 1979, de 2001 à 2004 et de 2008 à 2010 représentent un nombre de jours supérieur à un niveau d'eau de PMSGM très élevé.
- C'est la combinaison de plusieurs facteurs qui entraine des événements d'érosion et de submersion exceptionnels. Lorsqu'une tempête est associée au passage d'une basse pression et survient à marée haute, le niveau d'eau est plus élevé que la normale et les vents de vitesse élevée engendrent des vagues de forte amplitude. Les périodes de faible couverture de glace favorisent une exposition de la côte à un nombre plus élevé de tempêtes. Les tempêtes de décembre 1983, 1991, 2005 et 2010 ainsi que d'octobre 1991 ont été particulièrement sévères.
- La direction des vents joue un rôle de premier plan dans les évènements d'érosion et de submersion exceptionnels de Penouille. Les épisodes de forts vents provenant de l'est et du sud-est affectent le littoral orienté est-ouest (secteur de la route d'accès) et ceux provenant de l'ouest et du sud-ouest affectent le littoral orienté nord-sud de Penouille (secteur du bâtiment de services).
- Les épisodes d'érosion et de submersion associés à des tempêtes sont plus importants sur la façcade littorale orientée est-ouest compte tenu de la longueur du fetch qui engendre des vagues de forte amplitude.

2.4 *Références*

Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G. et Sigouin-Cantin, M., 2012. Contribution des archives à l'étude des événements météorologiques et géomorphologiques causant des dommages aux côtes du Québec maritime et analyse des tendances, des fréquences et des temps de retour des conditions météo-marines extrêmes. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, 140 p.

Bernatchez, P. Jolivet, Y., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Toubal, T. et 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. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2011, 49 p.

Boon, J.D. 2012. Evidence of sea level acceleration at U.S. and Canadian tide stations, Atlantic Coast, North America. Journal of Coastal Research, 28(6), pp. 1437-1445.

Carter, R. W. G. et Stone, G. W., 1989. Mechanisms associated with erosion of sand dune cliffs, Magilligan, Northern Ireland. Earth surface processes and landforms, 14, pp. 1-1 O.

Church, J.A. et White, N.J., 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st Century. Survey Geophysic. DOI 10.1007/s10712-011-9119-1.

CSSA Consultants Ltée., 1992. Étude de la dynamique du littoral de la Presqu'île de Penouille- Parc national Forillon. Environnement Canada, Service canadien des parcs, 108 p.

Dawson, A., Elliott, L., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P. et Fostera, L., 2004. Historical storminess and climate 'see-saws' in the North Atlantic region. Marine Geology, 210, pp. 247-259.

Dolan, R. et Davis, R. E., 1992. An Intensity Scale for Atlantic Coast Northeast Storms. Journal of Coastal Research, 8(4), pp. 840-853.

Dubois, J.-M.M. et Lessard, G. L., 1986. Erosion rates and causes, Northem Gulf of St.Lawrence, Québec, Canada. Thalassas, 4(1), pp. 63-70.

Environnement Canada, 2011a. Les normales climatiques au Canada. [En ligne] Adresse URL : http://climate.weatheroffice.gc.ca (consultée en septembre 2011).

Environnement Canada, 2011b. Données climatiques canadiennes ajustées et homogénéisées. [En ligne] Adresse URL : http://ec.gc.ca/dccha-ahccd/Default.asp?lang=Fr&n=B1F8423A-1 (consultée en septembre 2011).

Friesinger, S., 2009. Géorisques naturels côtiers et adaptation des communautés côtières : régions de Percé, de Sept-Îles et des Iles-de-la-Madeleine. Mémoire M. Sc., Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski/Université du Québec à Montréal, 168 p.

Gérardin, V. et McKenney, D., 2001. Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles : vers une définition des bioclimats du Québec. Québec. Ministère de l'Environnement, Direction du patrimoine écologique et du développement durable, 40 p.

Grenier, A., 1993. Évolution littorale récente et impact des structures artificielles aux Îles-de-la-Madeleine, golfe du Saint-Laurent, Québec. Mémoire M. Sc., Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 275 p.

Hale, P. B. et Greenwood, B., 1980. Storm wave climatology: A study of the magnitude and frequency of geometric process; in the coastline of Canada. *In:* McCann (ed.). Geological Survey of Canada, Paper 80-10, pp. 73-88.

Hirsch, M.E., DeGaetano, A. T. and Colucci, S. J., 2001. An east coast winter storm climatology. Journal of Climate 14, pp. 882-899.

Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001. Developing and applying scenarios; in Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability (Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change), (ed.) J.J. McCarthy, O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken and K.S. White; Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, New York. [En ligne] http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar/ (consultée en septembre 2011).

Jolivet, Y. et Bernatchez, P., 2005. Analyse climatique des régions côtières de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Rapport de recherche remis au Centre boréal du Saint-Laurent. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, 129 p.

Koohzare, A., Vanicek, P. et Santos, M., 2008. Compilation of the map of recent vertical crustal movements in eastern Canada using GIS. Journal of Surveying Engineering, ASCE, 132(4), pp. 160-167.

Lewis, P. J. et Morgan, M. D., 1984. Severe storms off Canada's East Coast: a catalogue summary for the period 1957 to 1983. Report no. 84-13, Canadian Climate Centre, Atmospheric Environment Service, Canadian Climate Program, 322 p.

Litynski, J., 1988. Climat du Québec d'après la classification numérique. Carte de format100 x 130 cm. Éditions Gamma.

MacClenahan, P., Mackenna, J., Cooper, J. A. G. et O'kane, B., 2001. Identification of highest magnitude coastal storm events over western Ireland on the basis of wind speed and duration thresholds. International Journal of elimatology, 21, pp. 829-842.

Owens, E. H. et MeCano, S. B., 1980. The coastal geomorphology of the Magdalen Islands, Québec. *In*: McCann (ed.). The Coastline of Canada. Geological Survey of Canada, Paper 80-10, pp. 51-72.

Parkes, G. S., Forbes, D. L. et Ketch, L. A., 2006. Élévation du niveau de la mer et subsidence régionale chap. 4.1, p. 36 à 100 in Daigle, R. (dir.), 2006. Les impacts du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer sur la zone côtière du sud-est du Nouveau-Brunswick, Environnement Canada, 646 p.

Paskoff, R., 2001. Le changement climatique et les espaces côtiers, l'élévation du niveau de la mer: risques et réponses. Actes du colloque d'Arles, La documentation française, Paris, 97 p.

Raby, D., Pinna, S., Joubert, J.-É., Ouellet, M. et Brière, M.-C., 2008. Plan de protection et de mise en valeur de la Barre de Sandy Beach. Réalisé pour le Comité de concertation de la Baie-de-Gaspé, Gaspé, Québec, 145 p.

Rahmstorf, S., Foster, G. et Cazenave, A., 2012. Comparing climate projections to observations up to 2011. Environmental Research Letters 7. doi:10.1088/1748-9326/7/4/044035.

Service hydrographique du Canada, Archives canadiennes des données sur les marées et niveaux d'eau. [En ligne] Adresse URL : http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/index-fra.htm (consultée en septembre 2011).

Trzpit, L.P., 1977: Les tempêtes nord-atlantiques: essai d'analyse géographique. Norois, XXN, pp. 33-52.

Valton, A. M., 1981. Essai d'analyse des tempêtes, décennie 1960-1969. Rapport de B.Sc., Département de Géographie, Université de Sherbrooke, 95 p.

World Meteorological Organization, 2011. Guide to Climatological Practices, troisième édition (WMO-No 100), Genève, 117p.

Chapitre 3

Déglaciation et variations du niveau marin relatif à long terme

La diversité étonnante du paysage de la baie de Gaspé est l'héritage d'événements survenus dans le passé. La compréhension de la mise en place des formes d'érosion et d'accumulation issues du passage des glaciers et des variations du niveau marin relatif est essentielle dans une étude portant sur l'analyse de la dynamique côtière d'un système aussi vaste que celui de la baie de Gaspé.

Dans ce chapitre, l'accent sera mis sur la dernière déglaciation, survenue il y a environ 15 000 ans, puis sur les variations du niveau marin relatif, subséquentes à la fonte des glaciers. Il sera démontré notamment que l'extrémité orientale de la Gaspésie et par conséquent le territoire du Parc national du Canada Forillon est unique en son genre, étant à la confluence de deux patrons d'évolution du niveau marin relatif : celui de l'estuaire du Saint-Laurent et celui des provinces maritimes.

Myriane Houde-Poirier, Pascal Bernatchez, Bernard Hétu, Chantal Quintin
Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

3 Déglaciation et variations du niveau marin relatif à long terme

3.1 *Géologie de la région*

La région de Gaspé est située à l'extrémité est de la péninsule gaspésienne, dans la région physiographique des Appalaches. Le cap Gaspé, au bout de la presqu'île de Forillon, et la pointe Saint-Pierre en constituent les extrémités nord et sud. La baie s'étend sur une longueur d'environ 40 km avec une largeur qui augmente de l'amont vers l'aval, passant de 3 km à 9 km à son embouchure dans le golfe du Saint-Laurent. Les formations géologiques suivent un axe NO-SE (Allard et Tremblay, 1979), tout comme la baie de Gaspé et la péninsule de Forillon. Deux groupes de formations géologiques sont distingués (en ordre chronologique; Figure 3.1) : 1) la zone de Humber; et 2) la ceinture de Gaspé. Dans la région à l'étude, trois subdivisions de la ceinture de Gaspé sont exposées, soit le groupe des Chaleurs, les Calcaires Supérieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé (Figure 3.2).

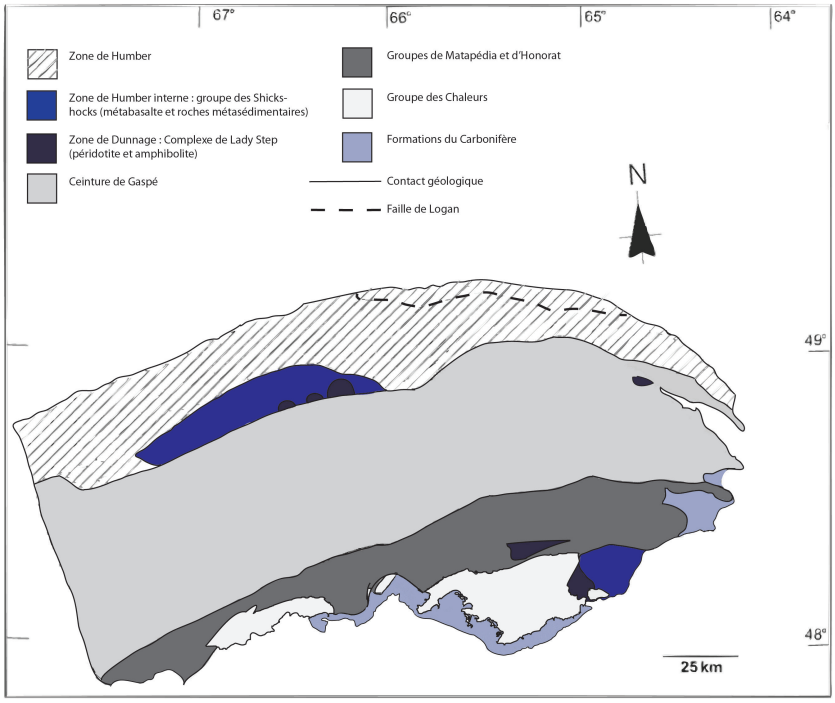


Figure 3.1. Géologie générale de la péninsule gaspésienne (tirée de Saint-Laurent *et al.*, 2004).

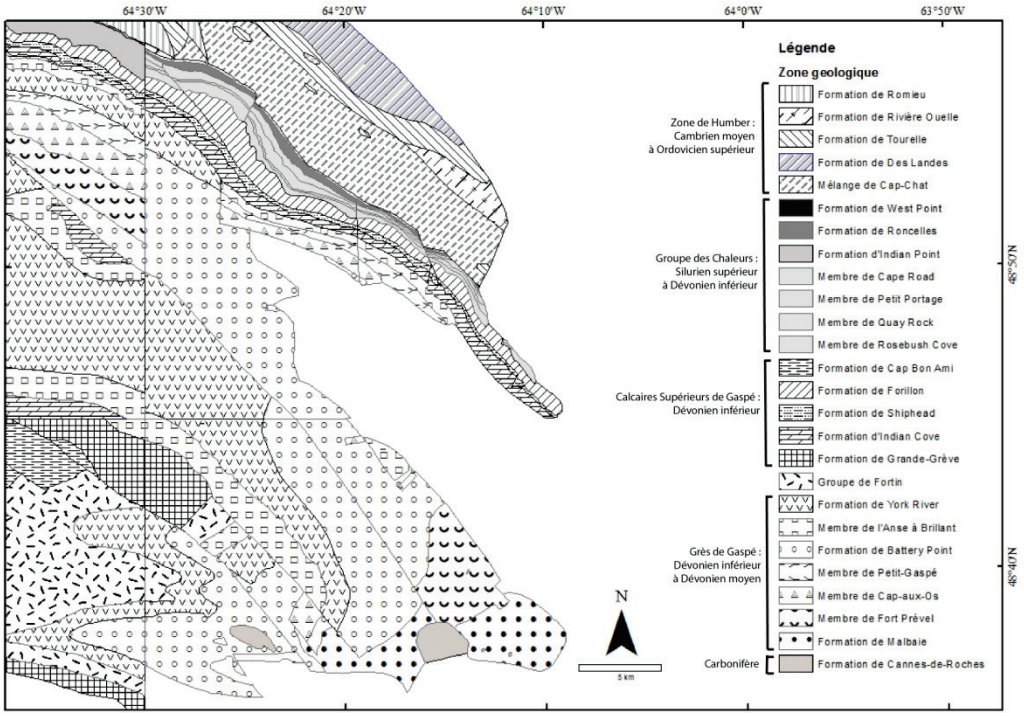


Figure 3.2. Formations géologiques de la baie de Gaspé.

Le zone de Humber, située au nord de la péninsule de Forillon, est principalement constituée de calcaires, de grès et de mudstones, composant les formations de Romieu, Rivière Ouelle (Cambrien moyen à Ordivicien inférieur), Tourelle, Cloridorme et Des Landes (Ordovicien moyen à supérieur). Le mélange de Cap-Chat (Ordovicien moyen à supérieur) est formé de blocs provenant des formations de Rivière Ouelle, Tourelle et Des Landes, incrustés dans une matrice argileuse (Saint-Laurent *et al*., 2004; Castonguay *et al*., 2005). Ces formations, déposées sur le talus continental du paléocontinent Laurentia, sont issues de l'accumulation de sédiments formés lors de l'ouverture et de la fermeture partielle de l'océan Iapetus (Saint-Laurent *et al*., 2004).

Trois formations comprises dans le groupe des Chaleurs longent le versant nord des crêtes de la péninsule de Forillon, soit les formations de West Point, Roncelles et Indian Point (Silurien supérieur à Dévonien inférieur). Celles-ci sont constituées de grès, de silstones, de mudstones et de calcaires. Ces formations réfèrent à l'accumulation sédimentaire sur le talus continental dans un contexte de subsidence (Saint-Laurent *et al*., 2004; Lavoie et Asselin, 2004).

Les Calcaires Supérieurs de Gaspé, sus-jacents au groupe des Chaleurs, ont été déposés au Dévonien inférieur et contiennent les formations de Cap-Bon-Ami, Forillon, Ship Head, Indian Cove et Grande-Grève (Figure 3.2). Ils sont principalement composés de calcaires, mais aussi de mudstones et de grès (Saint-Laurent *et al*., 2004; Castonguay *et al*. 2005). Les faciès appartenant à ce groupe se rapportent à l'accumulation de sédiments sur le talus continental dans le contexte de subsidence du Dévonien inférieur (Achab *et al*., 1997; Saint-Laurent *et al*., 2004; Lavoie et Asselin, 2004).

Les Grès de Gaspé, au sommet de la séquence géologique, sont composés des formations de York River, Battery Point et Malbaie (Figure 3.2). La formation de York River (Dévonien inférieur), qui contient le membre de l'Anse-à-Brillant, est constituée d'un assemblage de silstones, de mudstones et de grès prodeltaïques (Rust *et al*., 1989; Castonguay *et al*., 2005). Sus-jacente, la formation de Battery Point (Dévonien inférieur), qui comprend les membres de Petit-Gaspé, Cap-aux-Os et Fort Prével, est principalement constituée de grès et de grès conglomératiques (Castonguay *et al*., 2005). Le membre de Fort Prével fait la transition avec la formation de Malbaie (Dévonien moyen), composée de grès et de conglomérats rouges d'origine fluviale. La formation de Malbaie est située à l'extrémité sud-est de la baie de Gaspé, à Pointe-Saint-Pierre, et fait la transition avec les formations carbonifères rouges qui longent la baie des

Chaleurs (Rust *et al*., 1989). Les dépôts sédimentaires des formations dévoniennes traduisent le passage d'un milieu prélittoral (formation de York River) à la plaine alluviale d'une rivière à tresses (formations de Battery Point et Malbaie). Cette évolution paléoenvironnementale est due à l'érection de montagnes au sud de la baie lors de l'orogénèse acadienne (Rust *et al*., 1989).

La baie de Gaspé est campée dans un synclinal (pli en creux) formé durant l'orogénèse acadienne, dont l'axe médian donne l'orientation nord-ouest de la baie (McGerrigle, 1968; Allard et Tremblay, 1979; Saint-Laurent *et al*., 2004). Certaines formations géologiques provenant du groupe des Chaleurs, des Calcaires Supérieurs de Gaspé et des Grès de Gaspé s'emboîtent pour former ce synclinal et affleurent parallèlement de part et d'autre de celle-ci (Figure 3.3). Les environnements géologiques des rives nord et sud de la baie de Gaspé connaissent donc une succession similaire. Les grès tapissent le fond de la baie et composent les formations contigües à celle-ci. Les calcaires, qui ceinturent les grès selon l'axe de la baie, composent notamment les crêts de la péninsule de Forillon.

Trois rivières principales incisent le territoire, soit la Darthmouth, au nord-ouest de la baie, la York, à l'ouest, et la Saint-Jean, au sud-ouest. Sur la rive nord, les cours d'eau Atocas, Beaudry, Ascah et Ruisseau à l'Eau, entaillent la roche formant à certains endroits des canyons. L'ensemble de ces cours d'eau se jette dans l'ancienne vallée glaciaire en auge que constitue la baie de Gaspé, profonde de 195 m (Allard et Tremblay, 1981). Les formations sédimentaires de la presqu'île de Penouille et de Sandy Beach sont comprises à l'intérieur de ce vaste système dynamique.

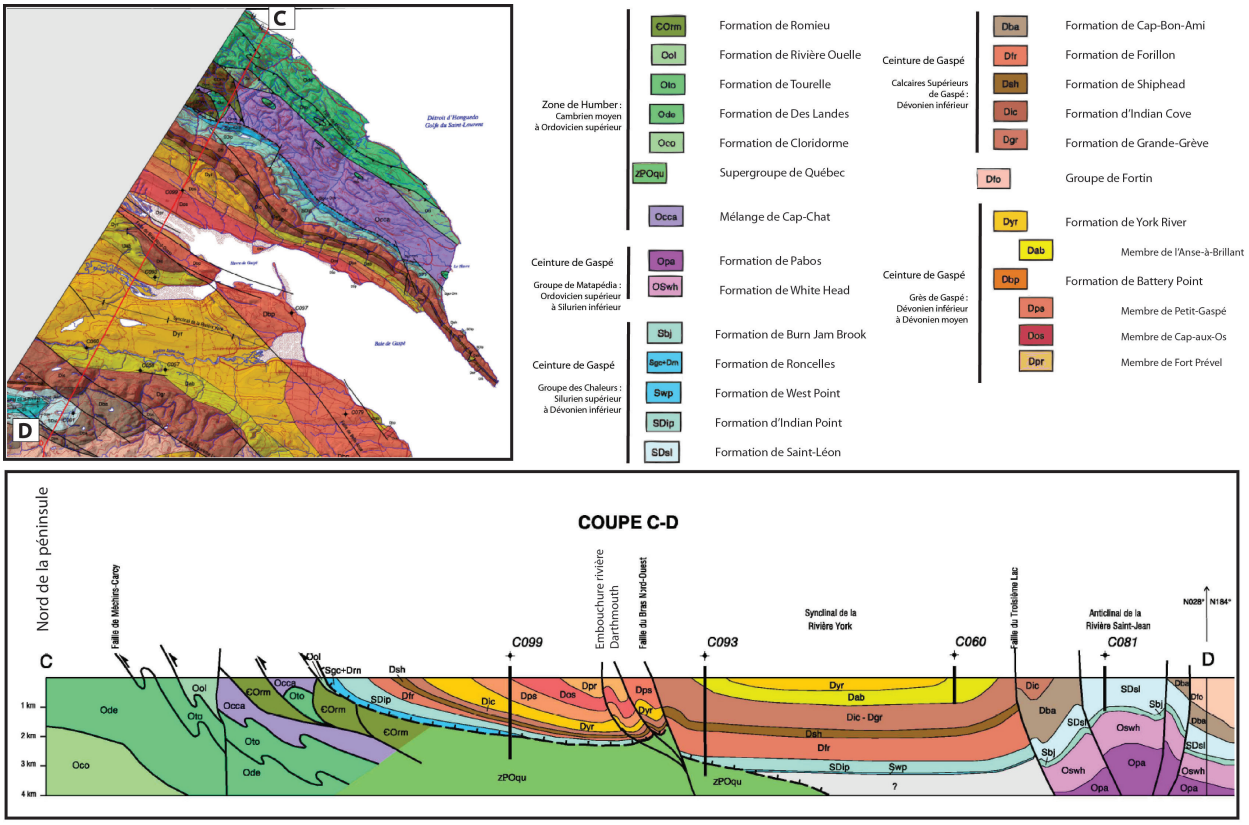


Figure 3.3. Géologie de la baie de Gaspé et de la presqu'île de Forillon (tirée de Castonguay *et al.*, 2005; 2006).

3.2 *Contexte glaciaire dans la région de la baie de Gaspé*

Le dernier maximum glaciaire est survenu durant le Wisconsinien supérieur vers 23,5 ka cal. BP, alors que l'extension glaciaire atteignait la marge du talus continental (Shaw *et al.*, 2006). Le modèle glaciaire associé à cette glaciation implique la coexistence de l'inlandsis Laurentidien, une masse de glace continentale très étendue, et de calottes glaciaires régionales dans la région du golfe du Saint-Laurent associées au complexe glaciaire appalachien (Figure 3.4; Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). La baie de Gaspé, à l'interface entre le domaine de l'inlandsis Laurentidien et le complexe glaciaire appalachien, présente une configuration et une dynamique glaciaire particulière liées à sa position dans le golfe du Saint-Laurent.

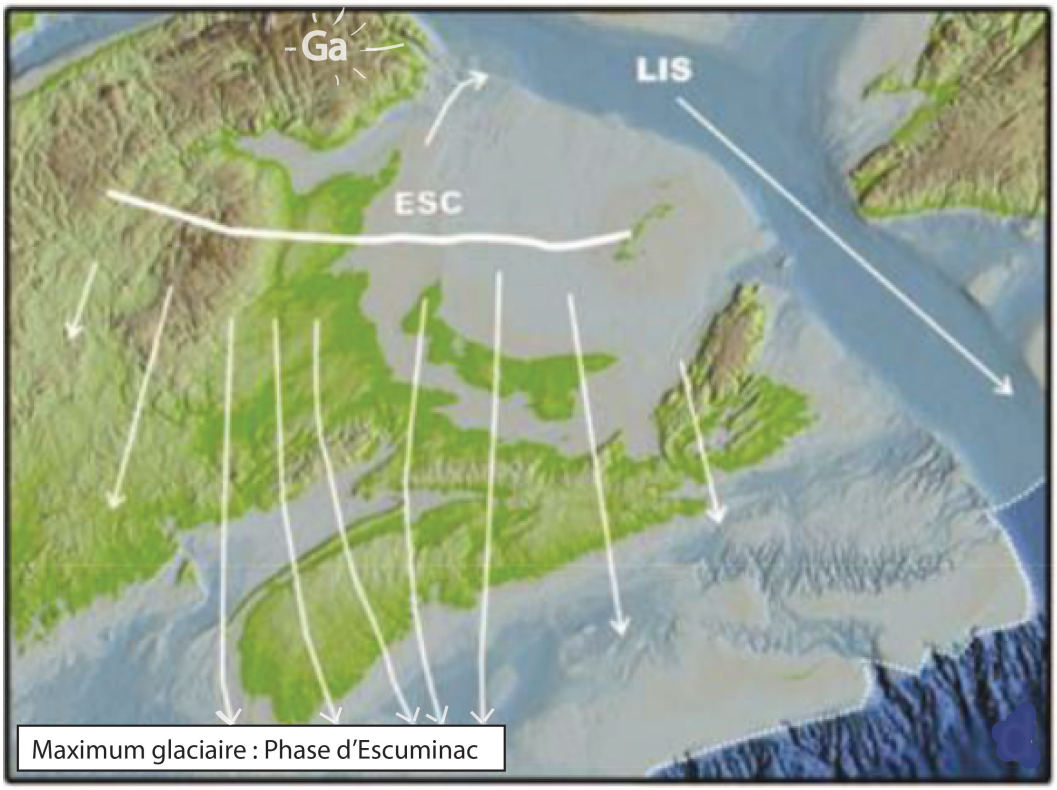


Figure 3.4. Configuration glaciaire lors du dernier maximum glaciaire. Ga : calotte gaspésienne; ESC : calotte d'Escuminac; LIS : inlandsis Laurentidien (modifiée de Stea *et al.*, 2011).

3.2.1 Dernière glaciation

Au Québec, trois dynamiques glaciaires sont distinguées, chacune associée à une région spécifique : la région du Bouclier canadien, le corridor du fleuve Saint-Laurent et la zone des Appalaches (Occhietti *et al.,* 2004). Centré au nord du Québec, le dôme du Nouveau-Québec a dispersé les glaces de l'inlandsis Laurentidien (Occhietti *et al.,* 2001; 2004). Celles-ci se sont notamment avancées dans la vallée du Saint-Laurent pour atteindre le sud du Québec (Occhietti *et al.,* 2001; 2004), le Bas-Saint-Laurent, l'ouest de la Gaspésie (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Charbonneau et David, 1993; Hétu et Gray, 2000; 2002; Olejczyk et Gray, 2007) et la Nouvelle-Angleterre (Occhietti *et al*., 2004). Les glaces laurentidiennes ont été drainées, depuis l'estuaire, par le courant de glace occupant le chenal Laurentien (David et Lebuis, 1985; Stea *et al*., 1998; Shaw *et al*., 2006). La théorie du « complexe glaciaire appalachien » suggère

que l'inlandsis ait été dévié dans le chenal par l'escarpement côtier nord-gaspésien et les calottes régionales appalachiennes (Grant, 1989; Stea *et al*., 1998; Stea, 2004).

Dans les maritimes, le complexe glaciaire appalachien implique la succession de calottes glaciaires régionales, dont l'étendue et les centres de dispersion ont varié durant la dernière glaciation et les étapes de déglaciation (Grant, 1989; Pronk *et al*., 1989; Stea *et al*., 1998; Shaw *et al*., 2006; Stea *et al*., 2011). Le dernier maximum glaciaire correspond à la phase d'Escuminac, associée à la calotte glaciaire du même nom. Cette masse de glace était sise au nord de l'Île-du-Prince-Édouard, sur les bancs de la Madeleine (Figure 3.4; Grant, 1989; Pronk *et al.,* 1989; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.,* 2006; Stea *et al*., 2011). La calotte d'Escuminac a notamment atteint la baie de Fundy (Pronk *et al.,* 1989), la péninsule acadienne, au Nouveau-Brunswick (Pronk *et al*., 1989; Parkhill et Doiron, 2003) et la bordure nord de la baie des Chaleurs, du moins dans le secteur de Paspébiac-Saint-Godefroi (Bail, 1983). Josenhans et Lehman (1999) ont identifié des indices d'un écoulement glaciaire en provenance des bancs de la Madeleine jusqu'au flanc sud-est du chenal Laurentien, suggérant que l'extension d'Escuminac ait été limitée, au nord-est, au chenal Laurentien. Les preuves de son extension la plus à l'est connue jusqu'à maintenant ont été cartographiées sur l'île de Havre Aubert aux îles de la Madeleine (Rémillard *et al*., 2013).

La Gaspésie se trouve donc à l'interface entre les domaines glaciaires de l'inlandsis Laurentidien et des calottes régionales du complexe glaciaire appalachien. La rareté des indicateurs grenvilliens trouvés dans la portion est des Chics-Chocs (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Charbonneau et David, 1993; Veillette et Cloutier, 1993; Maurice, 1995; Olejczyk et Gray, 2007) ainsi qu'au-dessus de la limite marine maximale (Hétu et Gray, 2000; Olejczyk et Gray, 2007) supporte une glaciation par une calotte régionale dans l'est de la Gaspésie (Pronk *et al.*, 1989; Sivitsky, 1992; Charbonneau et David; 1993; Olejczyk et Gray, 2007). Olejczyk et Gray (2007) soulignent également qu'une érosion glaciaire timide telle qu'observée dans l'est de la péninsule gaspésienne concorde avec l'occupation d'une calotte glaciaire régionale. Sa formation suit l'avènement de glaciations alpines (Allard et Tremblay, 1981; Pronk *et al.,* 1989; Olejczyk et Gray, 2007). Campée sur les monts Chic-Chocs et les monts McGerrigle, dans le centre-nord de la péninsule, la calotte régionale gaspésienne s'étendait jusqu'à la baie des Chaleurs et la baie de Gaspé (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988; Charbonneau et David, 1993; Hétu et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007).

L'étude menée dans la région de la baie de Gaspé témoigne de trois écoulements glaciaires (figure 3.5). Un premier écoulement suivant l'axe de la baie de Gaspé s'est d'abord opéré. Les indices recensés dans la région corroborent les marques d'écoulements glaciaires recensés sur la carte de Veillette et Cloutier (1993), montrant un écoulement général vers le SE en provenance des hauts plateaux en amont de la rivière Darthmouth. Coleman (1904) a aussi recensé des stries allant dans le sens de l'axe de la baie dans l'estuaire de la rivière Darthmouth et à Grande-Grève. Des blocs de serpentine recensés sur les rives de la baie jusqu'à Cap-aux-Os, provenant d'une source lithologique située en amont de la rivière Darthmouth, supportent un écoulement vers le sud-est (Coleman, 1904). Cet écoulement, plus ancien, pourrait correspondre à une phase préliminaire de glaciation influencée par la topographie des vallées.

Un écoulement glaciaire majeur en provenance de l'ouest, peu ou pas influencé par la topographie (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988), est le second écoulement recensé dans la baie de Gaspé. Ce recouvrement glaciaire est associé à l'extension orientale de la calotte régionale gaspésienne, selon un écoulement radial (Veillette, 1988; Charbonneau et David, 1993; Olejczyk et Gray, 2007). Cet écoulement de la calotte gaspésienne est principalement perceptible dans le secteur sud de la baie (Anse-à-Brillant, Seal Cove) et à l'est d'Aiguillon et du petit ruisseau du Cap aux Os (Allard et Tremblay, 1981), mais aussi dans le secteur ouest (Pointe-Navarre, embouchure de la rivière des Atocas), qui semble correspondre à la limite nord de cet axe d'écoulement vers l'est (Veillette, 1988; Veillette et Cloutier, 1993). Les glaces ont traversé la baie de Gaspé, minimalement jusqu'à la frange côtière nord. Des marques d'abrasion glaciaire indiquant un sens d'écoulement vers l'est recensées sur la plaine du Cap-des-Rosiers suggèrent que cet écoulement aurait traversé les crêts pour atteindre la côte nord de la péninsule de Forillon (Veillette et Cloutier, 1993). Les écoulements au nord des crêts ont aussi été associés à une calotte locale sise au centre de la péninsule de Forillon, qui expliquerait l'absence de grès au nord des formations calcaires composant les crêts (Allard et Tremblay, 1979; 1981). Des écoulements en provenance du NNO, uniquement recensés dans le secteur de Rosebridge, se rattachent à cette calotte locale, dont l'écoulement parallèle aux vallées était influencé par la topographie (Allard et Tremblay, 1981).

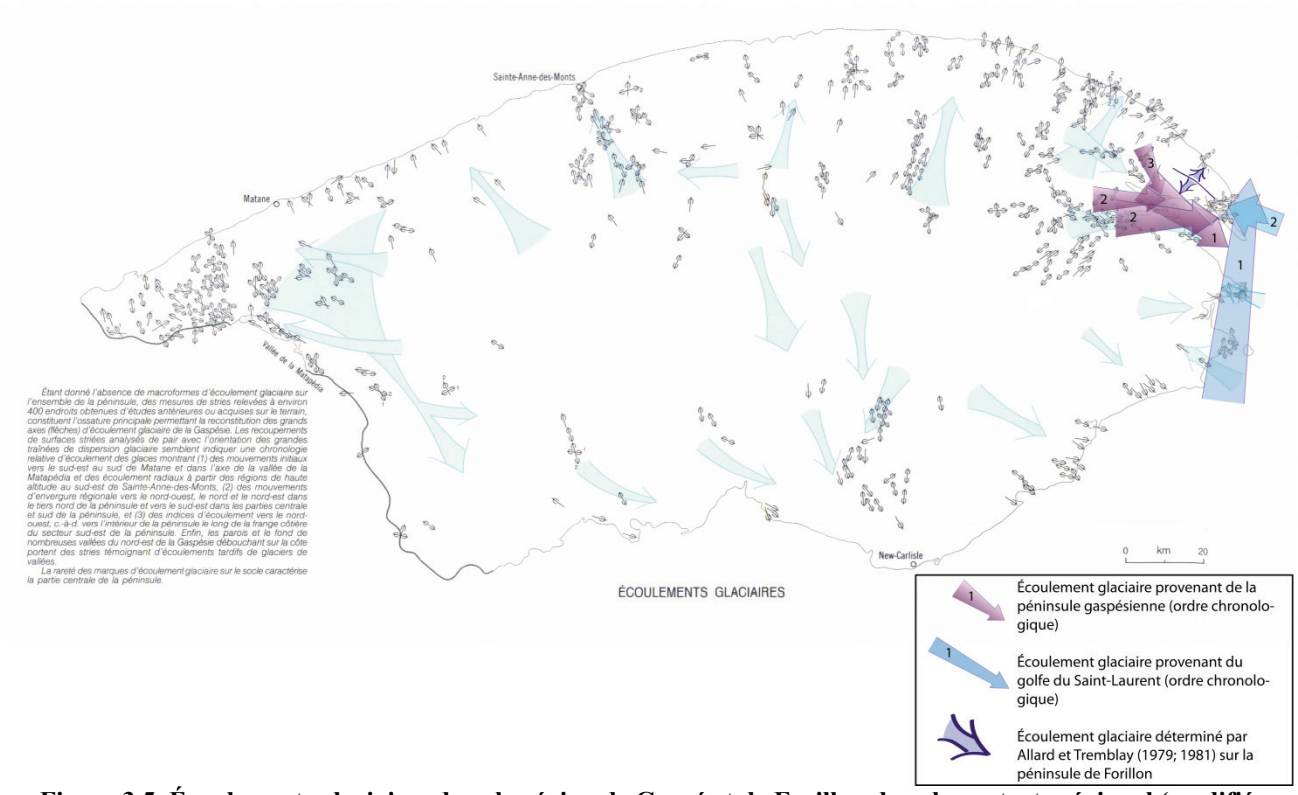


Figure 3.5. Écoulements glaciaires dans la région de Gaspé et de Forillon dans le contexte régional (modifiée de Veillette et Cloutier, 1993).

À l'extrémité est de la péninsule gaspésienne, des indices d'écoulements glaciaires recensés à la pointe de Percé, à la pointe Saint-Pierre (Lasalle, 1987; Veillette et Cloutier, 1993) et sur la presqu'île de Forillon corroborent l'avènement d'une masse de glace s'écoulant vers le nord (Figure 3.5). Les stries de direction N-S recensées au nord de la presqu'île de Forillon par Allard et Tremblay (1981) correspondent sans doute à cet événement. Faute de marqueur permettant de déterminer le sens de l'écoulement, ces derniers avaient initialement associé par déduction ces stries aux glaces laurentidiennes (Allard et Tremblay, 1981). La localisation des indices d'un écoulement glaciaire vers le nord sur les pointes de l'extrémité orientale de la péninsule gaspésienne implique nécessairement une source située au nord de l'Île-du-Prince-Édouard. La configuration des calottes au dernier maximum glaciaire (Grant, 1989; Pronk *et al.,* 1989; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.,* 2006; Stea *et al*., 2011) suggère qu'il

s'agit de la limite nord de la calotte d'Escuminac. Cet écoulement vers le nord s'est déroulé entre le dernier maximum glaciaire (vers 23,5 ka cal. BP) et 16 000 ans BP (calibré).

En résumé, le territoire du Parc national du Canada Forillon se trouvait à la confluence de trois masses glaciaires majeures lors de la dernière glaciation. Juste au nord de la péninsule de Forillon, l'inlandsis Laurentidien s'écoulait dans le golfe du Saint-Laurent par le biais du courant de glace occupant le chenal Laurentien. À l'instar de travaux antérieurs (Olejczyk et Gray, 2007), nos résultats confirment que l'inlandsis Laurentidien n'a pas eu d'influence directe sur le modelé de la partie orientale de la Gaspésie en raison de la présence de la calotte gaspésienne qui s'étendait vers le nord et le nord-est au-delà de la côte actuelle. Une calotte locale sise sur la péninsule de Forillon et s'écoulant de part et d'autre des crêts semble avoir limité l'extension de l'inlandsis et de la calotte gaspésienne. Sensiblement à la même période, les pointes constituant les extrémités de la baie de Gaspé étaient traversées par un écoulement glaciaire provenant du sud qui a atteint la bordure du chenal laurentien occupé par l'inlandsis Laurentidien (Josenhans et Lehman, 1999), indiquant l'extension maximale vers le nord de la calotte d'Escuminac. Des indices d'écoulements glaciaires vers le nord-ouest présents sur la frange côtière de la baie des Chaleurs entre le secteur de Paspébiac et de la pointe Saint-Pierre (Bail, 1983; Veillette et Cloutier, 1993) attestent de l'extension maximale vers le nord-ouest de la calotte d'Escuminac. Cet écoulement vers le nord-ouest a aussi été observé sur la péninsule acadienne au Nouveau-Brunswick et dans le détroit du Numtherburland et serait associé à la phase Scotian (20-17 ka BP).

3.2.2 Étapes de la déglaciation

La déglaciation s'est entamée à la suite de la formation d'une baie de vêlage dans le courant de glace occupant le chenal Laurentien. Entre 19,0 et 16,5 ka cal. BP, cette baie de vêlage a libéré le chenal et atteint le détroit d'Honguedo, entre l'extrémité de la péninsule gaspésienne et l'île d'Anticosti (Rodrigues *et al.,* 1993; Richard *et al.*, 1997; Stea *et al*., 1988; Josenhans et Lehman, 1999; Hétu et Gray, 2000; Occhietti *et al.*, 2001; Shaw *et al*., 2006).

La figure 3.6 permet d'évaluer l'étendue relative à l'erreur des dates AMS et d'estimer les périodes associées aux avancées glaciaires et aux étapes de déglaciation. Celles-ci ont été

estimées à partir de la calibration des dates récoltées dans la présente étude, dans les études précédemment faites dans le secteur et celles publiées par Josenhans et Lehman (1999) dans leur étude de la stratigraphie du chenal Laurentien (Tableau 3.1). Les échantillons ayant un trop grand intervalle d'âges calibrés ne sont pas montrés sur la figure 3.6 mais apparaissent dans le tableau 3.1.

Entre 17,5 et 16,3 ka cal. BP, le courant de glace de l'inlandsis Laurentidien coulant dans le chenal Laurentien (Pronk *et al*., 1989; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011) a reculé du centre du golfe jusqu'au nord de l'île d'Anticosti (Josenhans et Lehman, 1999). À partir du moment où l'inlandsis a reculé, et jusqu'à un maximum de 15,5 ka cal. BP, la masse glaciaire sise sur les bancs de la Madeleine (Josenhans et Lehman, 1999), attribuable à la calotte d'Escuminac (Bail, 1985; Grant, 1989; Pronk *et al.,* 1989; Stea *et al.,* 1998; Parkhill et Doiron, 2003; Stea *et al.,* 2011), s'est étirée jusqu'aux abords du chenal Laurentien puis s'est retirée (Josenhans et Lehman, 1999). À la suite de ce retrait et d'un épisode glacio-marin, un épisode de réavancée glaciaire provenant également des bancs de la Madeleine (Josenhans et Lehman, 1999) s'est enclenché. Cette réavancée dans le chenal a pu se produire à partir de 16,8 ka cal. BP, âge maximal d'un échantillon de coquille récolté dans un dépôt glacio-marin sous le till associé à cette réavancée. L'intervalle d'erreur associé à cet échantillon souligne néanmoins que la réavancée a pu s'entamer entre 16,8 et 15,5 ka cal. BP; la glace associée à cette réavancée avait commencé à se retirer du chenal au nord de la presqu'île de Forillon à 14,9 ka cal. BP.

La réavancée enregistrée dans l'anse des Rosiers s'est produite entre 15,5 et un maximum de 14,2 ka cal. BP. La réavancée était probablement terminée à 14,6 ka cal. BP. Cette réavancée et celle enregistrée dans le chenal Laurentien se chevauche entre 15,5 et 14,9 ka cal. BP; celles-ci pourraient être synchrones. Les périodes ciblées dans le chenal Laurentien peuvent présenter un décalage avec les événements identifiés sur le territoire à l'étude. Les deux réavancées peuvent toutefois avoir été indépendantes, la réavancée de Forillon ayant été ultérieure à celle du chenal.

Tableau 3.1. Liste des datations ^{14}C de la région d'étude.

Échantillon	Numéro de laboratoire	Espèce datée	Environnement sédimentaire	14C âge BP	Delta R régional	Erreur delta R	Âge maximal (correction régionale)	Âge minimal (correction régionale)	Âge médian (correction régionale)	Altitude (m)	Références
CHEN03	AA-9435	N. pachyderma	Glacio-marin	14485±165	230	45	17457	16633	17045,0	-	Josenhans et Lehman 1999
CHEN04	AA-9120	N. pachyderma	Glacio-marin	14420±165	230	45	17257	16494	16875,5	-	Josenhans et Lehman 1999
ANT02	0S-4867	Benthos	Glacio-marin	14150±75	230	45	16933	16305	16619,0	-	Josenhans et Lehman 1999
CHEN02	AA-9118	N. labradorica	Glacio-marin	13960±120	230	45	16839	15503	16171,0	-	Josenhans et Lehman 1999
CB02	OS-4868	Benthos	Glacio-marin	13900±70	230	45	16765	15507	16136,0	-	Josenhans et Lehman 1999
CB01	OS-4866	Benthos	Glacio-marin	13650±80	230	45	16389	15139	15764,0	-	Josenhans et Lehman 1999
CDR01	GSC-4497	Mya truncata	Diamicton	13100±120	230	45	16349	14905	15627,0	40	Veillette, 1988
QCBA10-E1	UGAMS-10649	Débris - Indéterminé	Glacio-marin	13535±35	230	45	15955	15023	15489,0	13	Présente étude
GASP05	OS-4389	Benthos	Glacio-marin	13450±45	230	45	15681	14913	15297,0	-	Josenhans et Lehman 1999
CBAP11-E1	UCIAMS-116479	Hiatella arctica	Glacio-marin	13570±30	230	45	15647	15143	15395,0	13,2	Présente étude
CBAP11-E2	UCIAMS-116480	Macoma calcarea	Glacio-marin	13385±40	230	45	15584	14861	15222,5	14,8	Présente étude
CDR02-E1	UGAMS-10647	Mya sp.	Glacio-marin	13370±35	230	45	15550	14731	15140,5	7,3	Présente étude
CBA10-E2	UCIAMS-120672	Débris - Indéterminé	Versant	13020±35	230	45	15494	14683	15088,5	20	Présente étude
CBAB14-E1	UGAMS-10648	Hiatella arctica	Glacio-marin	13310±35	230	45	15 251	14592	14921,5	17,8	Présente étude
BE-01	UCIAMS-85903	Coquilles	Littoral	13005±35	230	45	15249	14643	14946,0	9	Présente étude
SC08-E2	UGAMS-10651	Débris – Indéterminé	Préittoral	13415±35	425	30	15184	14490	14837,0	9	Présente étude
GASP04	OS-4388	Benthos	Glacio-marin	13150±110	230	45	15134	14141	14637,5	-	Josenhans et Lehman 1999
PER-1-10	UCIAMS-85904	Coquilles	Glacio-marin	13100±35	230	45	15023	14165	14594,0	7	Présente étude
CDR02-E2	UCIAMS-120673	Débris - Indéterminé	Littoral	12760±45	230	45	14992	14151	14571,5	10	Présente étude
AAG02	GSC-2511	Mya truncata	Silt-sable et gravier	12500±140	230	45	14963	13814	14388,5	9	Lowdon et Blake, 1978
SC2	UCIAMS-85898	Hiatella arctica	Marin	13225±25	425	30	14936	14105	14520,5	7	Présente étude
BAR-01-B	UCIAMS-85900	Coquilles	Glacio-marin	12985±35	230	45	14897	14038	14467,5	10	Présente étude
SC08-E1	UGAMS-10650	Débris - Indéterminé	Marin	13165±35	425	30	14891	14026	14458,5	4,9	Présente étude
BAR-01-A	UCIAMS-85899	Coquilles	Glacio-marin	12940±35	230	45	14884	13973	14428,5	10	Présente étude
SC1	UCIAMS-85897	Macoma calcarea	Marin	13060±35	425	30	14512	13883	14197,5	7	Présente étude
AAG03	QU-793	Coquille	Diamicton	12620±180	230	45	14278	13386	13832,0	15	Allard et Tremblay, 1981
BP07-E1	UGAMS-10654	Débris - Indéterminé	Marin	13050±35	425	30	14248	13864	14056,0	4,9	Présente étude
NOUHIAT	UCIAMS-85901	Coquilles	Glacio-marin	12680±30	90	50	14238	13807	14022,5	1	Présente étude
RB01-E1	UGAMS-10655	Mya	Marin	12820±35	425	30	13987	13729	13858,0	6,7	Présente étude
BAU-03B	UCIAMS-85896	Coquilles	Marin	12810±35	425	30	13982	13720	13851,0	1	Présente étude
AAG04	QU-116	Coquille	Diamicton	12340±170	230	45	13917	13235	13576,0	8	Allard et Tremblay, 1981
RB01-E6	UGAMS-10652	Mya arenaria	Préittoral	12720±35	425	30	13895	13586	13740,5	8	Présente étude
GASP02	OS-4386	Benthos	Glacio-marin	11900±35	230	45	13310	13060	13185,0	-	Josenhans et Lehman 1999
CHEN01	AA-9117	N. labradorica	Glacio-marin	11820±80	230	45	13282	12795	13038,5	-	Josenhans et Lehman 1999
ANT01	0S-4864	Benthos	Glacio-marin	10800±60	230	45	12094	11396	11745,0	-	Josenhans et Lehman 1999
RAR01	QU-794	Coquille	Sable et gravier	10070±140	230	45	11146	10450	10798,0	15	Allard et Tremblay, 1981
CDR02	QU-795	Coquille	Sable et gravier	9980±140	230	45	11088	10305	10696,5	30	Allard et Tremblay, 1981
GASP01	OS-4866	N. pachyderma	Glacio-marin	9570±80	230	45	10419	9897	10158,0	-	Josenhans et Lehman 1999
AAG01	QU-1117	Coquille	Sable et gravier	13420±220	230	45	16376	14204	15290,0	15	Allard et Tremblay, 1981
Grande-Riviere	GSC-4810	Hiatella arctica	Diamicton	12800±150	230	45	16143	14267	15205	2	Lassale, dans Veillette et Cloutier, 199
RAR02	GSC-2376	Mya truncata	Diamicton	12700±170	230	45	15734	13869	14801,5	8	Lowdon et Blake, 1978
GASP03	OS-4387	N. labradorica	Glacio-marin	13100±50	230	45	15033	14158	14595,5	-	Josenhans et Lehman 1999

La majorité des dépôts glacio-marins échantillonnés au nord de la presqu'île de Forillon (Cap-Bon-Ami, Cap-des-Rosiers et plage du belvédère du Cap-Bon-Ami) sont associés à une première phase de déglaciation. Des âges compris entre 16,9 et 16,2 ka cal. BP (inédit) et entre 16,9 et 15,5 ka cal. BP (Lebuis et David, 1977) ont été déterminés sur des échantillons respectivement récoltés à Ristigouche et Miguasha. Ceux-ci corroborent une première déglaciation dans le secteur de la baie des Chaleurs, antérieure à celle identifiée par Josenhans et Lehman (1999). Veillette (1988) a observé un diamicton fossilifère situé à 40 m d'altitude à l'anse des Rosiers, daté entre 16,3-14,9 ka cal. BP (CDR01 sur la Figure 3.6). L'incertitude associée à cette date est plutôt large. Elle peut néanmoins s'inscrire dans cette phase précoce de déglaciation et expliquerait l'altitude élevée de cet échantillon par rapport à la limite marine dite

plus vraisemblable d'une trentaine de mètres (Allard et Tremblay, 1981) dont il sera question dans la section suivante.

Les échantillons récoltés dans les dépôts marins ou glacio-marins de la baie de Gaspé présentent des âges ultérieurs au retrait de la masse glaciaire associée à la dernière réavancée dans le chenal Laurentien, en bordure de la péninsule gaspésienne (<15,0 cal. BP). Bien qu'ils soient inclus dans l'intervalle durant lequel a pu se produire la réavancée de Forillon, l'absence de discontinuité dans les séquences marines sus-jacentes aux dépôts glaciaires de Seal Cove et de Rosebridge suggère que la déglaciation n'ait pas été interrompue. Les âges les plus anciens pouvant être attribuables au début de la seconde phase de déglaciation dans l'anse des Rosiers et dans la baie de Gaspé sont respectivement 15,5 et 15,2 ka cal. BP.

Cette seconde phase de déglaciation, produite entre 15,0 et 13,7 ka cal. BP, marque le retrait de la calotte gaspésienne dans la baie de Gaspé. En un maximum de 1300 ans, la région de la baie comprise entre Seal Cove et Rosebridge était déglacée et envahie par la mer. Les dates obtenues dans des unités glacio-marines et littorales à Percé, L'Anse-à-Beaufils et Barachois se tenant entre 15,0 et 13,9 ka cal. BP, peuvent également correspondre à cette seconde phase de déglaciation, de façon synchrone à la déglaciation de la baie de Gaspé. À Nouvelle, un dépôt glacio-marin âgé entre 14,2 et 13,8 ka cal. BP à 2,5 m d'altitude témoigne aussi de cette seconde phase de déglaciation. Une date similaire de 16,5 à 13,8 ka cal. BP (12 600 ± 400 ans BP, GSC-1383) au niveau actuel de la mer a été obtenue à Shippagan au Nouveau-Brunswick indiquant aussi que l'embouchure de la rive sud de la baie des Chaleurs était déglacée.

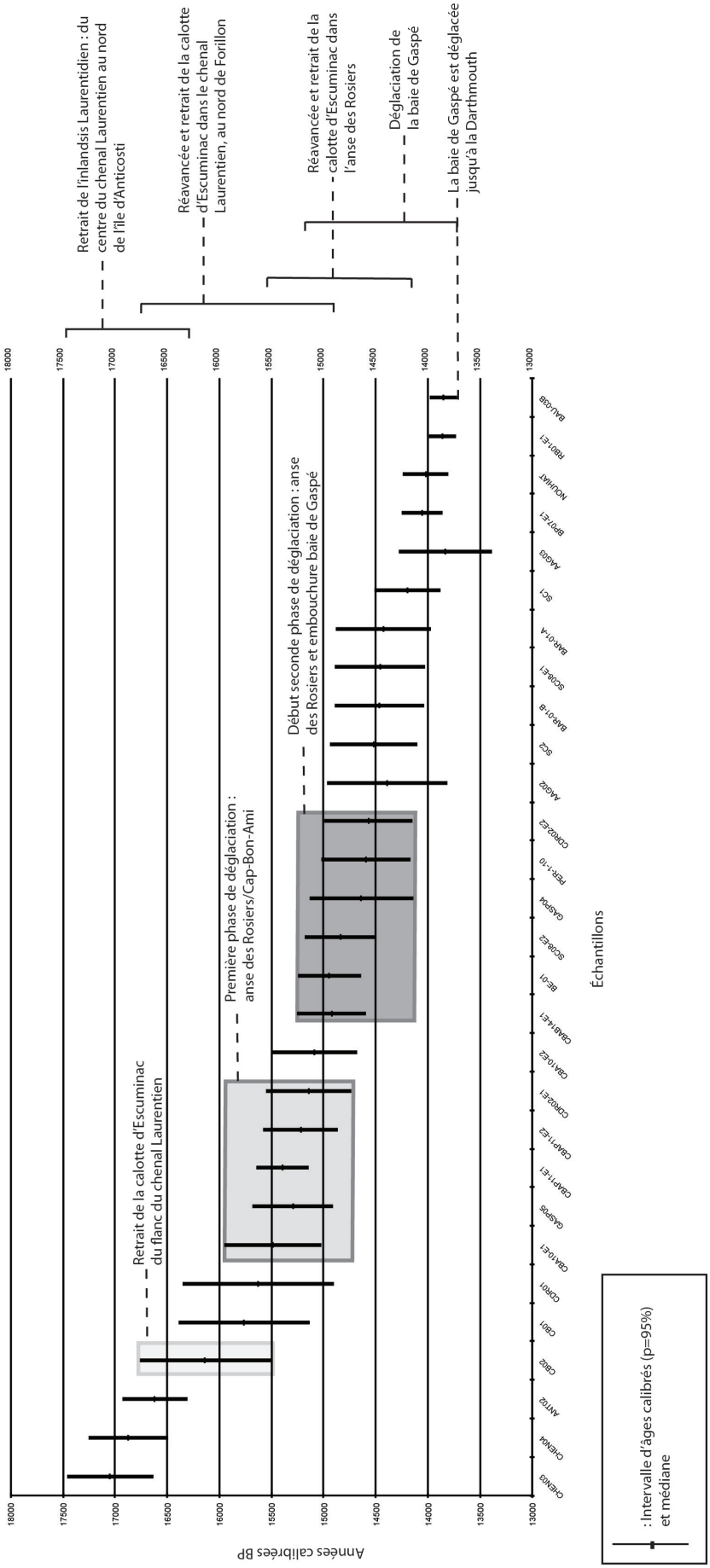


Figure 3.6. Principales phases d'avancées et de retraits glaciaires dans la région à l'étude.

3.3 *Variations du niveau marin relatif*

Les glaces wisconsinniennes ont engendré un enfoncement de la lithosphère dont l'ampleur est principalement fonction de leur épaisseur et de leur densité spécifique. Comme l'épaisseur de la glace n'est pas uniforme entre les calottes et à l'intérieur d'une même calotte, l'enfoncement de la lithosphère sera à son maximum à l'emplacement du centre des dômes de glace où l'épaisseur de la glace est plus importante et pour les régions où la glace était plus épaisse (ex. inlandsis Laurentidien). Ainsi les variations post-glaciaires du niveau marin relatif répondent au réajustement glacio-isostatique de la croûte terrestre (Lebuis et David, 1977; Peltier, 1999; Bhiry *et al.,* 2000; Hétu et Gray, 2002; Koohzare *et al.*, 2006; 2008; Argus et Peltier, 2010). Les principaux modèles géophysiques reconnaissent pour l'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent quatre principaux types de courbes de variations du niveau marin relatif (Figure 3.7; Quinlan et Beaumont, 1981). Le type A présente une émersion continuelle des terres depuis la déglaciation jusqu'à aujourd'hui. Le type B présente une émersion très rapide des terres passant sous le niveau actuel pour atteindre un bas niveau marin suivi d'une transgression marine jusqu'à nos jours. Le niveau marin du type C a toujours été sous le niveau marin actuel et présente une baisse du niveau marin jusqu'à un bas niveau suivi d'une hausse jusqu'à l'actuel. Finalement le type D présente une hausse continuelle du niveau marin relatif jusqu'à l'actuel.

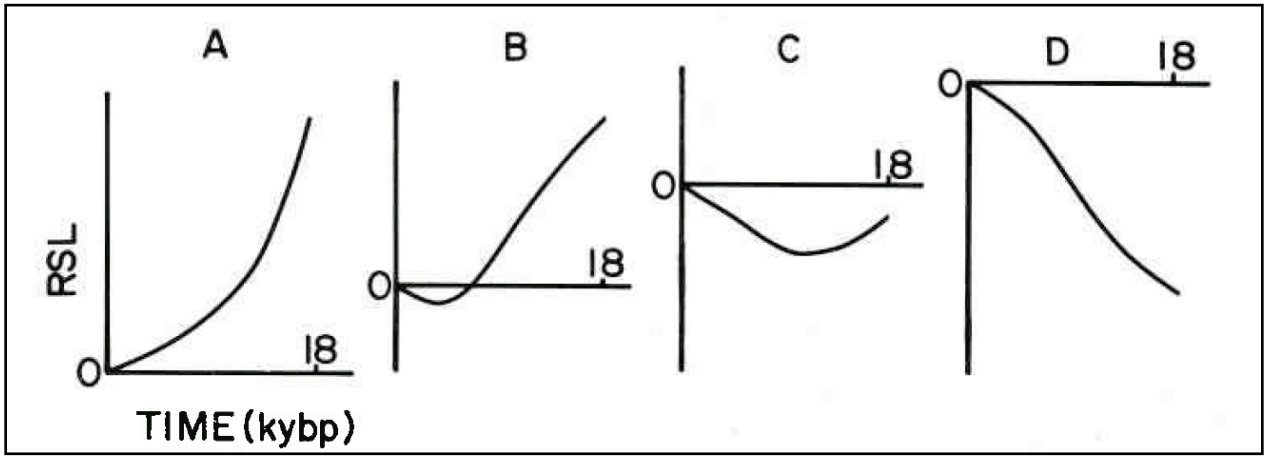


Figure 3.7. Types de courbes principales associées à des variations du niveau marin relatif (tirée de Quinlan et Beaumont, 1981).

L'évolution du niveau marin relatif depuis le début de l'Holocène constitue une donnée essentielle pour comprendre le contexte de la mise en place et l'évolution de formations sédimentaires constituant les systèmes côtiers de la région de Gaspé, mais aussi pour évaluer la hausse appréhendée du niveau marin relatif qui dépend non seulement de la hausse du niveau des océans, mais aussi des variations verticales, positives (relèvement) ou négatives (subsidence), de la croûte terrestre.

3.3.1 Mise en contexte régional

Au Québec, les premières courbes des variations du niveau marin relatif présentaient une émersion continue des terres, montrant un taux de relèvement isostatique important pour les deux premiers millénaires suivant la déglaciation, qui était suivie d'une régression lente du niveau de la mer jusqu'au niveau actuel (Dionne, 1977). Ce modèle était répandu tant sur la Côte-Nord du Saint-Laurent (Dubois, 1979; Hillaire-Marcel, 1979; Gangloff et Richard, 1983; Bigras et Dubois, 1987) que sur la rive sud du Saint-Laurent (Locat, 1977; Lortie et Guilbault, 1984; Gray et Hétu, 1987; Hétu, 1994). À partir de la fin des années 80, les travaux effectués sur la rive sud du Saint-Laurent par Dionne et ses étudiants (Dionne, 1988a,b,c; Dionne, 1990; Dionne, 1997a,b; Dionne, 1998; Bélanger, 1993; Dionne et Coll, 1995) ont permis de mettre en évidence la présence d'un bas niveau marin de ± 10 m par rapport au niveau actuel entre 7 et 6 ka BP. Ce bas niveau marin aurait pu être aussi bas que 25-30 m sous le niveau actuel (Praeg *et al*., 1992). Ce bas niveau marin a été suivi d'une transgression marine, nommée transgression Laurentienne, qui a atteint une altitude maximale de 12 m sur la rive sud vers 4 ka BP (Dionne, 2001). Ces événements majeurs ont été documentés pour plusieurs sites côtiers entre Berthier-sur-Mer (près de Québec) et Matane (Figure 3.8). À Rivière-Madeleine, située sur le nord de la Gaspésie, des évidences d'une fluctuation du niveau marin relatif à l'Holocène sont aussi observées (Gray et Hétu, 1987). Des dates obtenues entre 4,9 et 4,4 ka BP sur des myes colonisant un ancien estran quelque peu sous le niveau actuel sont semblables aux dates obtenues ailleurs dans le Bas-Saint-Laurent pour ce même type d'environnement (Dionne, 1988b). La limite supérieure de la transgression n'a pu être précisée, mais elle a atteint une altitude au-delà de 5 m (Gray et Hétu, 1987). Jusqu'à maintenant, ce site représente l'endroit le plus oriental de la rive sud du Saint-

Laurent où la fluctuation du niveau marin à la mi-Holocène est reconnue. Fondées sur ce nouveau modèle, de nouvelles courbes, non publiées et basées sur seulement quelques datations, ont été proposées pour la région de Charlevoix montrant une fluctuation du niveau marin relatif à la mi-Holocène (Govare, 1995; Bonenfant, 1993). Basée sur un nombre restreint de datations ^{14}C, la courbe de la région de Tadoussac sur la Côte-Nord montre aussi un bas niveau marin entre 7 et 6 ka suivi d'une transgression marine (Dionne et Occhietti, 1996). Les travaux réalisés dans la région de Manicouagan ont permis d'identifier pour la première fois sur la Côte-Nord les différents événements holocènes reconnus sur la rive sud du Saint-Laurent (Bernatchez, 2003). À partir de 150 datations ^{14}C, la courbe montre un bas niveau marin similaire au niveau actuel entre 7 et 6 ka BP suivi d'une transgression marine qui culmine vers 4,3 ka BP à une altitude de 14 m. La séquence sédimentaire transgressive est aussi observée dans la région de Sept-Îles au même niveau altimétrique, mais elle n'est toutefois pas datée (Dredge, 1983). À la lumière des connaissances actuelles, la transgression laurentienne aurait été synchrone sur les deux rives du Saint-Laurent, mais avec une légère différence altitudinale, tant pour le bas que pour le haut niveau marin, associée au contexte du relèvement glacio-isostatique (Bernatchez, 2003). La période qui suit le haut niveau marin (4,3-4 ka BP) et qui s'est prolongée jusqu'aux dernières décennies est caractérisée pour les deux rives du Saint-Laurent par une émersion lente des terres. Cependant, il s'est formé lors de la période de 2 ka BP une importante terrasse littorale que l'on nomme terrasse Mitis (Dionne, 2002). Cette terrasse qui borde le littoral actuel de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent est généralement constituée de sable de plage à l'est de Trois-Pistoles et en Gaspésie, alors qu'elle est généralement formée de sédiments fins de marais sur la Côte-Nord et dans le Bas-Saint-Laurent. Celle-ci s'est formée soit lors d'une possible oscillation du niveau marin relatif ou encore lors d'une stabilité relative lors de l'émersion des terres (Dionne, 2001). Enfin, au cours du dernier millénaire, quelques évidences d'une fluctuation du niveau marin relatif de l'ordre du mètre ont été rapportées dans la région de L'Isle-Verte, de l'anse de Bellechasse et de Trois-Pistoles sur la côte sud du Saint-Laurent (Dionne, 1999, Dionne, 2001; Quintin *et al*., 2006) ainsi que dans la région de Longue-Rive sur la Côte-Nord (Bernatchez, 2003).

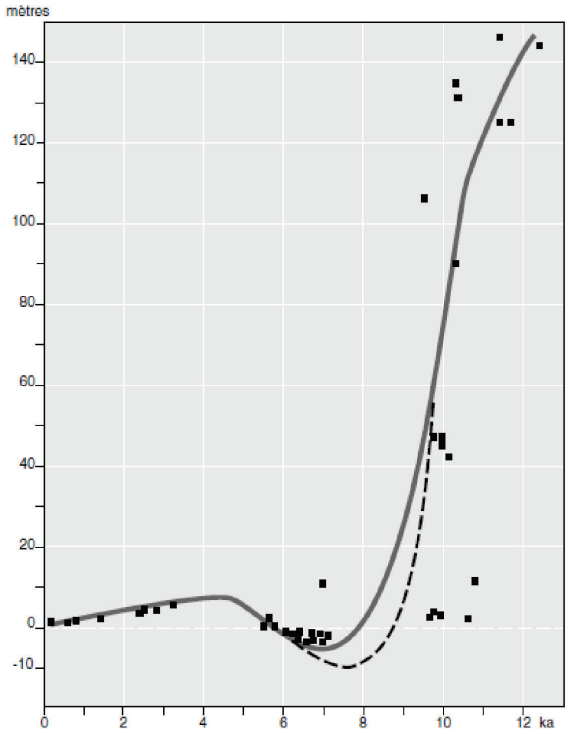


Figure 3.8. Courbes types des variations du niveau marin relatif de la rive sud de l'estuaire moyen et maritime du Saint-Laurent (tirée de Dionne, 2002).

Dans les provinces maritimes canadiennes et le Maine, le patron des courbes des variations du niveau marin relatif se dessine autrement (figures 3.9 et 3.10 : patrons des variations du niveau marin relatif dans les Maritimes). Elles présentent en effet, selon la nomenclature de Quinlan et Beaumont (1981), des courbes de types B à D. Seule la région des côtes du Labrador et du nord-ouest de Terre-Neuve présente une émersion continuelle (type A; Shaw *et al*., 2002; Bell *et al*., 2005) tout comme sur la basse Côte-Nord (Bigras et Dubois, 1987). De manière générale, les provinces maritimes ont connu après l'invasion marine, une rapide émersion des terres qui a mené le niveau marin à passer sous l'actuel entre 13 et 10,5 ka BP pour ensuite atteindre un bas niveau marin. La profondeur, par rapport à l'actuel, des bas niveaux marins régionaux et leurs âges estimés sont présentés dans le tableau 3.2. Par la suite, la côte a été en submersion depuis environ 8,9 ka cal. BP (Schafer, 1977; Belknap *et al*., 1986; Syvitski, 1992; Shaw *et al.,* 1993). La seule courbe qui a été élaborée pour la baie des Chaleurs est basée sur quelques datations ^{14}C sur des coquilles comprises entre 12,2 et 10,8 ka BP (Bail, 1983). Cette

courbe montre que le niveau marin après avoir atteint la limite marine maximale de 46 m vers 12,2 ka BP s'abaisse très rapidement jusqu'au niveau actuel vers 10,5 ka BP. Ensuite deux hypothèses sont proposées, soit une émersion très lente jusqu'à nos jours ou encore un abaissement du niveau marin relatif sous l'actuel jusqu'à un bas niveau marin atteint vers 8,5 ans ka BP suivi d'une hausse jusqu'à aujourd'hui (Bail, 1983). La deuxième hypothèse est considérée comme étant la plus plausible. Cette dernière hypothèse est principalement basée sur des travaux réalisés à Shippegan sur la rive sud de la baie des Chaleurs où le niveau marin est passé sous l'actuel vers 12,6 ka BP pour atteindre un bas niveau marin hypothétique vers 8 ka BP (Thomas *et al*., 1973). Enfin, des analyses sédimentologiques et paléoécologiques réalisées sur deux carottes prélevées à une profondeur de 51 et 78 m au centre de la baie des Chaleurs vis-à-vis le secteur de Bonaventure-Paspébiac ont révélé un bas niveau marin entre 20 et 30 m sous l'actuel suivi d'une hausse du niveau de la mer (Schafer, 1977).

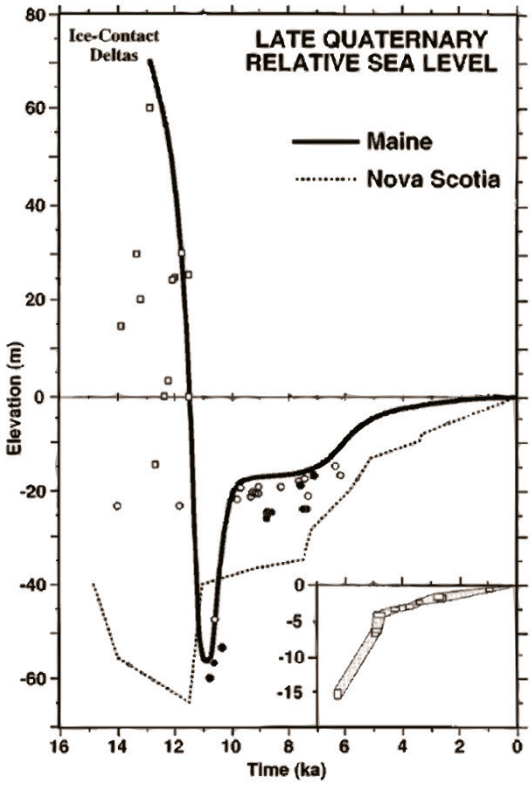


Figure 3.9. Variations du niveau marin relatif pour le Maine et la Nouvelle-Écosse (Barnhardt *et al.,* 1995).

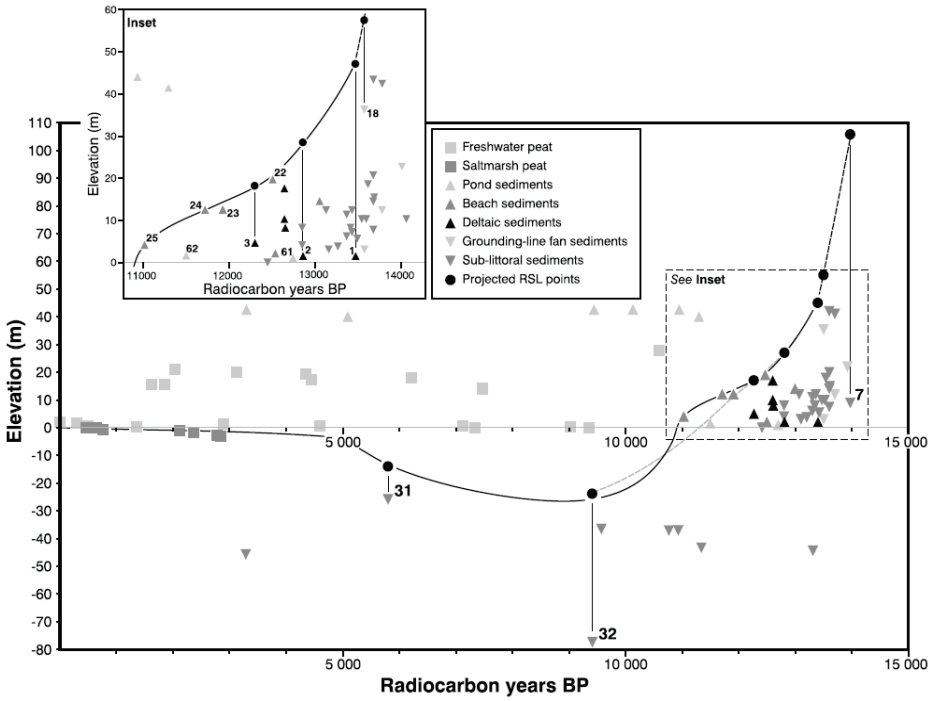


Figure 3.10. Variations du niveau marin relatif pour la région de la baie St-George au sud-ouest de Terre-Neuve (tirée de Bell *et al.*, 2003).

Tableau 3.2. Bas niveaux marins dans les Maritimes.

Localisation	Profondeur (m)	Âge estimé (ka BP)	Âge estimé (ka cal. BP)	Références
Baie des Chaleurs	20 à 30	Entre 10,0 et 7,0	Entre 11,4 et 7,8	Schafer, 1977
Baie des Chaleurs	90	9	10,2	Syvistki, 1992
Baie des Chaleurs	45	-	-	Shaw et al., 2002
Baie des Chaleurs	30	-	-	Syvitski et Praeg, 1989
Baie des Chaleurs	-	8,5-8,4	9,5	Mott (2004)
Terre-Neuve (sud et sud-ouest de la province)	jusqu'à 30	Entre 9,5 et 8,2	Entre 10,7 et 9,0	Shaw et Forbes, 1995; Bell et al., 2003
Terre-Neuve (nord)	Quelques mètres	6,5	7,4	Shaw et Forbes, 1995
Estuaire de Sheepscot (Maine)	55	Entre 11,0 et 10,5	Entre 12,8 et 12,5	Barnhardt et al., 1995
Estuaire de Sheepscot (Maine)	65	9,5	10,7	Belknap et al., 1986
Nouvelle-Écosse	45 à 50	10	11,4	Wang et Piper, 1982; Shaw et al. 1993; Dyke et Peltier, 2000
Halifax (Nouvelle-Écosse)	70	Entre 12,0 et 11,0	Entre 13,8 et 12,8	Edgecombe et al., 1999
Nouvelle-Écosse (plate-forme continentale)	65	11,5	13,3	Stea et al., 2004

La baie de Gaspé se trouve donc au carrefour de deux régions présentant des patrons de variations du niveau marin divergents à la fin du pléistocène et à l'Holocène. Au nord de la péninsule, les terres ont été principalement en émersion. Alors que dans les provinces maritimes et dans la baie des Chaleurs les régions côtières ont été principalement en submersion et la subsidence se poursuit encore de nos jours. Dans un contexte de changements environnementaux, il convient de déterminer le patron de variations du niveau marin relatif de la baie de Gaspé et du territoire côtier du Parc national du Canada Forillon.

3.3.2 Limite marine

Il n'y a actuellement pas de consensus quant à la limite atteinte par la Mer de Goldthwait dans la région étudiée. Dans le secteur nord de la presqu'île de Forillon, Allard et Tremblay (1981) ont proposé que le niveau marin ait pu atteindre 76 m, en se basant sur un dépôt d'argile massive et des encoches d'abrasion marine dans les falaises. Ces auteurs et Dionne (1976) estiment toutefois plus vraisemblable un niveau marin maximal à 30 m, selon les formes géomorphologiques recensées à Rivière-au-Renard et Cap-des-Rosiers. Veillette (1988) a observé un diamicton fossilifère situé à 40 m d'altitude à l'anse des Rosiers, daté entre 16,3-14,9 ka cal. BP. À la lumière des données relatives aux étapes de déglaciation, ce diamicton pourrait être d'origine glaciaire et avoir remanié des coquillages. Lors de la dernière réavancée glaciaire (après 15,5 ka cal. BP), les glaces auraient pu ramasser des coquillages issus de la première phase de déglaciation et les déposer au-delà de la limite marine estimée. Ce diamicton fossilifère pourrait aussi être d'origine glacio-marine et s'inscrire dans la première phase de déglaciation, expliquant l'altitude élevée de cet échantillon. Préalablement à l'enregistrement des indices associés à la limite marine dite la plus vraisemblable (30 m), qui témoigne de la dernière invasion marine, la première phase de déglaciation serait alors à l'origine d'un niveau marin supérieur. L'argile grise massive observée à 76 m d'altitude par Allard et Tremblay (1981) et les erratiques précambriens paléo-glaciels recensés au nord de Cap-des-Rosiers à 42 m et 79 m d'altitude pourraient témoigner de ce niveau marin plus élevé que 40 m, tel que proposé par Veillette (1988).

Les limites marines maximales recensées sur l'ensemble du pourtour de la Gaspésie marquent une légère diminution de l'ouest vers l'est (Veillette et Cloutier, 1993; Richard *et al*.,

1997; Hétu et Gray, 2002). Sur la partie orientale de la péninsule gaspésienne, les limites marines maximales sont assez constantes (Figure 3.11). Les indices identifiés au nord de la péninsule permettent d'estimer une limite marine d'environ 34 m à St-Maurice, 38 m à Rivière-au-Renard, 37 m à L'Anse-au-Griffon, 30 (ou 42 m) à Cap-des-Rosiers. À l'est de la baie de Gaspé, les indices marquent des limites marines de 40 m à Barachois, 38 m à Chandler, 46 m à Port Daniel (Veillette et Cloutier, 1993). Dans la baie de Gaspé, les indices montrent des limites marines maximales légèrement inférieures (Figure 3.11). Des erratiques précambriens paléo-glaciels ont été observés à une altitude de 28 m à Petit-Gaspé; à Rosebridge, un delta a été identifié à 26 m d'altitude; une ancienne ligne de rivage située dans la vallée de la rivière Saint-Jean marque un niveau maximal de 36 m (Veillette et Cloutier, 1993). Prest *et al*. (1968) ont également estimé une limite marine de 29 m sur la rive sud de la baie de Gaspé. À Penouille, Allard et Tremblay (1981) ont observé deux terrasses dont la limite supérieure s'élève à 55 m d'altitude. Dans la présente étude, l'altitude de terrasses marines supérieures à Rosebridge et Petit-Gaspé a été mesurée à 32 m. Dans les vallées du ruisseau Beaudry et de la rivière York, des deltas sont érigés à des altitudes entre 30 et 40 m. Pareillement, les plaines d'épandage fluvio-glaciaire situées dans les vallées des rivières Darthmouth, Saint-Jean et Anse-à-Brillant marquent des altitudes entre 30 et 40 m. Bien que les deltas localisant la rencontre des eaux fluvio-glaciaires et marines n'aient pu être répertoriés en aval de ces épandages fluvio-glaciaires, ceux-ci marquent une altitude maximale à laquelle la mer n'a pas monté. Une limite marine de 32 m est donc estimée dans la baie de Gaspé.

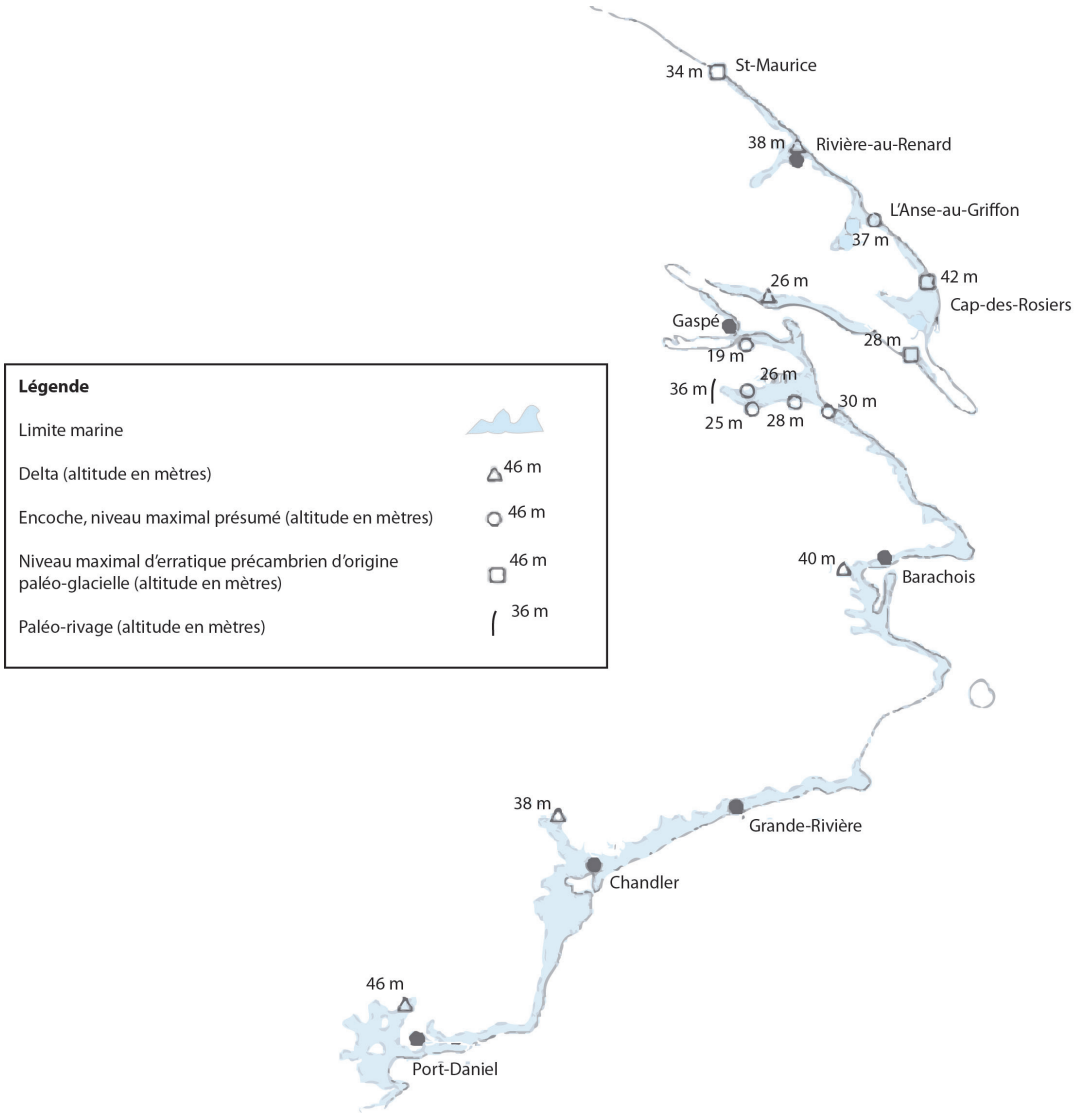


Figure 3.11. Limite marine maximale sur la pointe orientale de la Gaspésie (modifiée de Veillette et Cloutier, 1993).

3.3.3 Variations du niveau marin relatif dans le Parc national du Canada Forillon : émersion des terres

Dans la baie de Gaspé, les traces des variations du niveau marin relatif sont limitées, faute d'une part d'une plaine côtière suffisamment large et, d'autre part, de matériel datable. Il est toutefois possible d'affirmer que le niveau marin était quelque peu supérieur à 8 m vers 13,6 ka cal. BP (échantillon RB01-E6, tableau 3.1). Le niveau de 10 m est plus vieux à Cap-des-Rosiers

(échantillon CDR02-E2, Tableau 3.1) et L'Anse-à-Beaufils (échantillon BE-01, Tableau 3.1), soit respectivement entre 15,0 et 14,0 ka cal. BP et entre 15,2 et 14,6 ka cal. BP. Étant déglacées plus tôt, les terres ont d'abord commencé à émerger à l'extrémité de la baie de Gaspé et de la baie des Chaleurs. Après 14,2 ka cal. BP, à L'Anse-au-Griffon (échantillon AAG01, Tableau 3.1), la mer était à un niveau égal ou inférieur à 15 m d'altitude (Allard et Tremblay, 1981). Dans le même secteur, un échantillon de *Mya truncata* dans un dépôt de sable et gravier situé à 9 m d'altitude a été daté à environ 13,7 ka cal. BP (échantillon AAG02, tableau 3.1; Lowdon et Blake, 1978).

À titre comparatif, l'âge du niveau de 10 m se situe entre 10 et 9 ka cal. BP sur les courbes d'émersion de l'estuaire (Dionne, 1988; Dionne et Coll, 1995; Hétu et Gray, 2002; Dionne, 2002). Dans les Maritimes et au Maine, ce niveau correspond à un âge variant entre 14,0 et 13,0 ka cal. BP (Bail, 1983; Belknap *et al.,* 1986; Barnhardt *et al.,* 1995; Shaw et Forbes, 1995; Bell *et al.,* 2003).

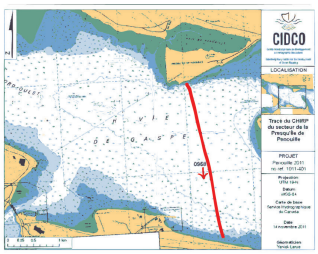
À la lumière des connaissances actuelles et des nouvelles datations ^{14}C, le niveau marin relatif est passé sous le niveau actuel dans la partie orientale de la péninsule gaspésienne vraisemblablement vers 13,0 ka cal. BP ou, tout ou moins, 12,0 ka cal. BP.

3.3.4 Variations du niveau marin relatif : bas niveau marin

Des niveaux de terrasses et des chenaux incisés dans le fond de la baie de Gaspé indiquent un bas niveau marin entre 25 et 30 m sous l'actuel (Figure 3.12). Cet épisode de bas niveau marin n'a pu être daté.

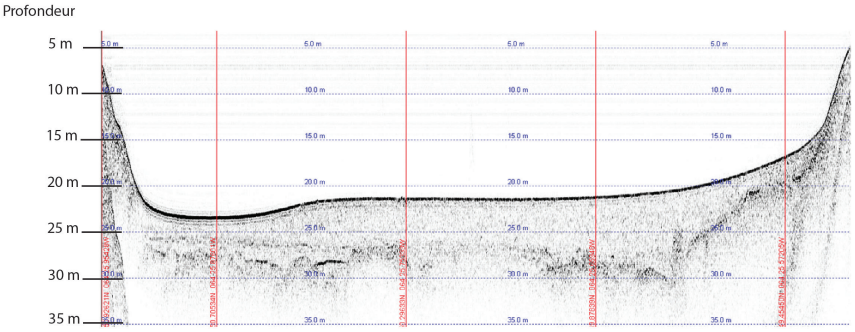
Ailleurs au Québec, des bas niveaux marins ont été rapportés dans l'estuaire du Saint-Laurent entre -25 m et -30 m de profondeur par rapport à l'actuel (Praeg et al., 1992), entre -35 et -40 m sur la plate-forme continentale de Rimouski (Silverberg, 1978), à -40 m à Pointe-des-Monts (Syvitski *et al*., 1983; Praeg *et al*., 1992) et à -25 m dans la région de Manicouagan (Bernatchez, 2003). Comme il n'a pas été possible d'attribuer un âge à ces bas niveaux, il est difficile de savoir s'ils sont synchrones et s'ils appartiennent au même événement, bien que les niveaux soient assez similaires sur un grand territoire. Le bas niveau marin entre 7,5 ka BP et 6,5 ka BP, qui a précédé la transgression Laurentienne sur les deux rives du Saint-Laurent, varie généralement entre -10 et 0 m (Dionne, 1988; Dionne et Coll, 1995; Dionne et Occhietti, 1996;

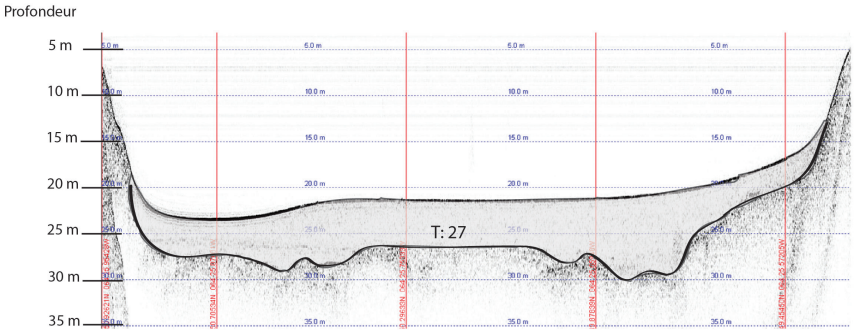
Dionne, 2002; Bernatchez, 2003). Dans la baie des Chaleurs, la profondeur du bas niveau marin le plus plausible attestée par des profils sismiques et des données paléoécologiques serait autour de 20 à 30 m sous le niveau actuel (Schafer, 1977). Ces résultats sont aussi confirmés par la présence de paléolignes de rivage à -30 m dans la baie des Chaleurs (Syvitski et Praeg, 1989). Les paléochenaux signalés à -90 m et initialement interprétés par Syvitski (1992) comme un bas niveau marin ont été réinterprétés à l'aide de levés multifaisceaux comme étant plutôt des marques d'écoulements glaciaires (Shaw *et al*., 2006).

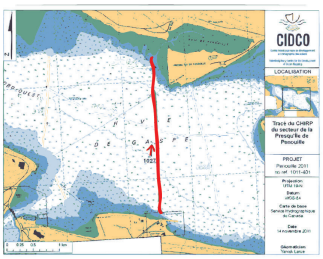


Sédiments marins holocènes

T: 25 Terrasse : profondeur (en mètres)

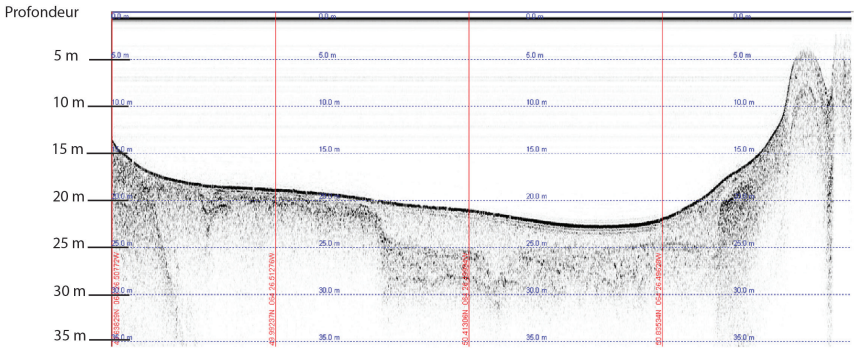


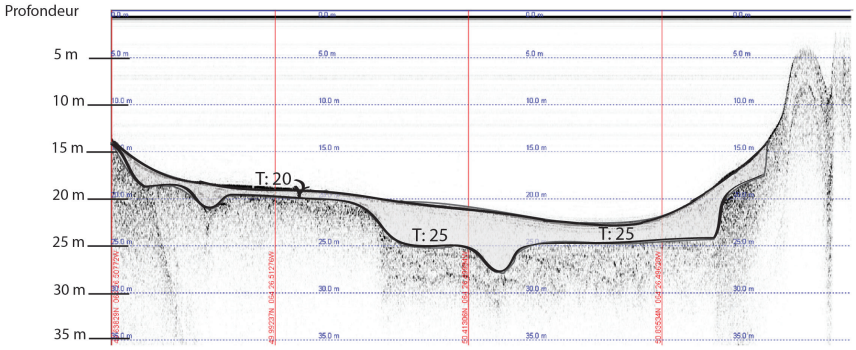




Sédiments marins holocènes

T: 25 Terrasse : profondeur (en mètres)





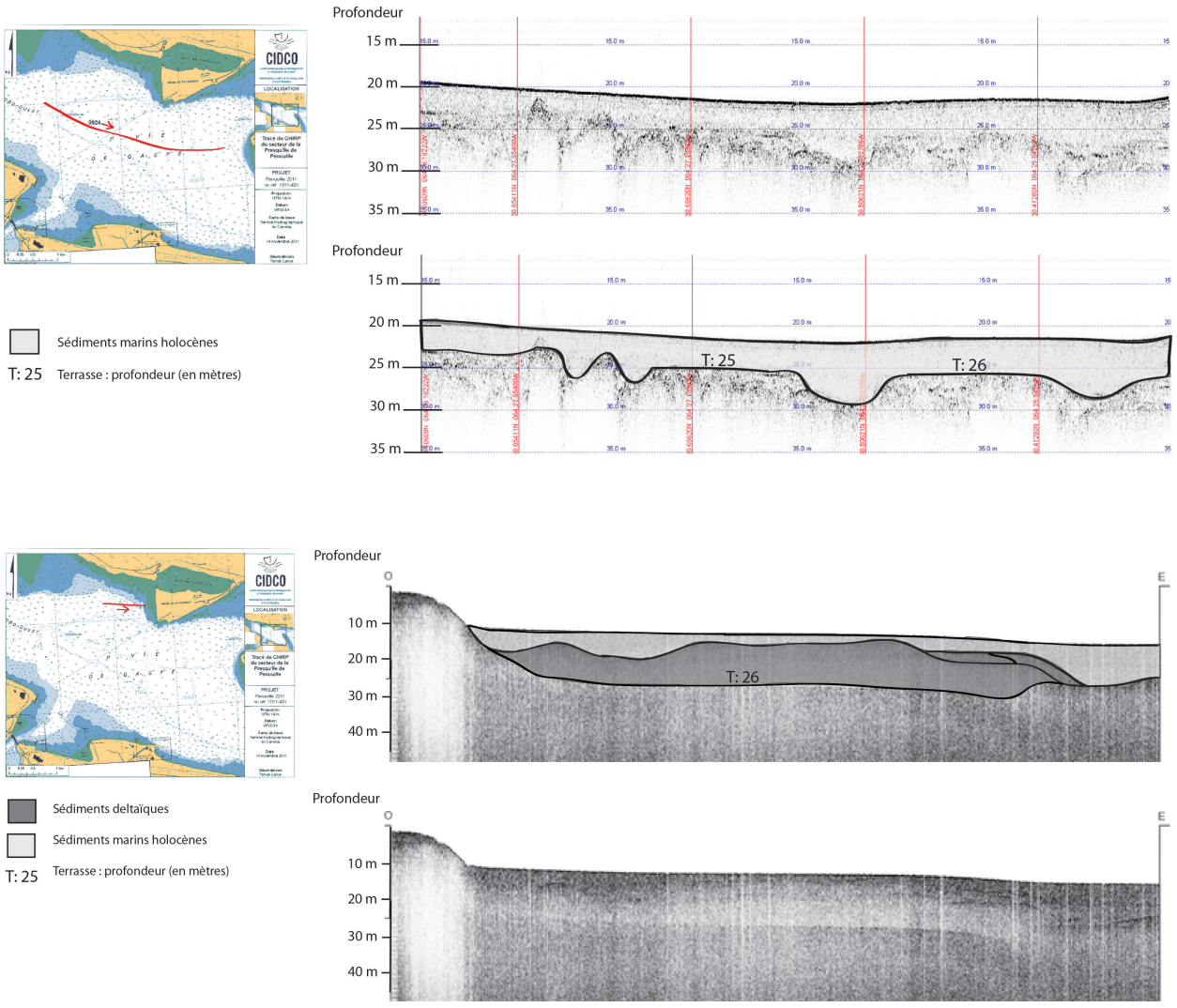


Figure 3.12. Profils sismiques dans la baie de Gaspé (CIDCO, 2010).

L'émersion des terres s'est opérée plus rapidement dans la région à l'étude que dans l'estuaire du Saint-Laurent. Le patron d'émersion des terres, bien que les dates soient rares dans la région étudiée, s'apparente à ceux observés dans les Maritimes et dans la baie des Chaleurs. Le bas niveau marin observé entre -25 et -30 m dans la baie de Gaspé est similaire à celui observé dans la baie des Chaleurs et au sud-ouest de Terre-Neuve (Bell *et al*., 2003; Shaw et Forbes, 1995). Pour la baie des Chaleurs, Schafer (1977) estime la période du bas niveau marin entre 11,4 et 7,8 ka cal. BP alors qu'il est estimé vers 9,4 ka cal. BP par Mott *et al*. (2004) (Tableau 3.2). Le bas niveau marin de -25 m est daté à 10,6 ka cal. BP pour le sud-ouest de Terre-Neuve (Bell *et*

al., 2003). Il est donc vraisemblable que le bas niveau marin dans la baie de Gaspé ait été atteint entre 10,6 et 9,4 ka cal. BP. C'est à partir de cette période que la hausse du niveau marin relatif s'est entamée pour se poursuivre jusqu'à aujourd'hui. L'augmentation de la profondeur de l'eau dans la baie des Chaleurs est d'ailleurs attestée à partir des analyses de foraminifères (Schafer, 1977).

3.3.5 Variations récentes du niveau marin relatif et formation de la presqu'île de Penouille

L'analyse du schéma de glaciation et de déglaciation ainsi que des variations du niveau marin relatif de l'extrémité orientale de la péninsule gaspésienne révèle que les mouvements glacio-isostatiques s'apparentent davantage à ce qui est observé dans les maritimes et dans la baie des Chaleurs. C'est donc dire que depuis la déglaciation, le niveau marin a été sous le niveau actuel la majeure partie du temps depuis au moins 12 000 ans. Ceci explique sans doute l'important hiatus chronologique à l'Holocène observé lorsque l'on compare les datations existantes obtenues sur des coquillages de la baie de Gaspé. En effet, aucune date n'a été obtenue entre 13 851 ans cal. BP, âge obtenu sur des coquilles prélevées au niveau actuel de la mer à l'ouest de la presqu'île de Penouille, et celle de 1726 ans cal. BP établie sur des débris coquilliers prélevés dans un forage à une profondeur de 14,5 m sous la partie ouest de la formation de Penouille (Parent et Michaud, 1996). Il existe cependant des dates intermédiaires obtenues sur d'anciennes tourbières terrestres qui se trouvent actuellement dans la zone intertidale à différents endroits dans la baie des Chaleurs. Malgré qu'elles ne permettent pas de déterminer un niveau marin précis, leur datation permet d'indiquer que le niveau marin était inférieur à leur position au moment de leur formation. La plus vielle date qui provient de la région de Saint-Omer a été obtenue sur de la matière organique terrestre enfouie sous un marais indiquant que le niveau des hautes mers était d'au moins un mètre sous le niveau moyen de la mer actuel entre 4,8 et 4,5 ka cal. BP. À Cap-aux-Os, une séquence de tourbe terrestre reposant sur des souches en position de vie en bordure de la plage actuelle indique que le niveau marin était sous la cote de 2,1 m d'altitude vers 2 600 ans cal. BP. Cette séquence d'accumulation de tourbe se termine abruptement vers 595 ans cal. BP à une altitude de 3 m. Des dates obtenues à Paspébiac à la base

d'une tourbière terrestre localisée sous le niveau moyen de la mer indiquent que le niveau des hautes mers est demeuré à au moins un mètre sous le niveau actuel jusqu'à 1 610 ans cal. BP.

À partir de ces nouvelles connaissances, on peut donc se demander quand la formation sédimentaire de Penouille a pu se mettre en place. Tout d'abord, il convient de rappeler le contexte stratigraphique et géomorphologique de la presqu'île de Penouille. Les profils sismiques réalisés en bordure de Penouille indiquent qu'à la suite du bas niveau marin de -25 m, il y a eu d'abord une phase importante de remplissage sédimentaire des principaux chenaux des cours d'eau qui se jetaient dans la baie de Gaspé (Figure 3.12). Ensuite un dépôt de 5 à 10 m est venu recouvrir le fond de la baie de Gaspé. Un forage de 17 m réalisé à l'extrémité ouest de la presqu'île de Penouille montre une séquence sédimentaire formée de trois principales unités (Figures 3.13 et 3.14 de Parent et Michaud, 1996). À la base, une importante unité de plus de 12 m d'épaisseur est formée d'un sable fin silteux à stratification horizontale (Parent et Michaud, 1996). Cette unité correspond à une sédimentation prodeltaïque dans un environnement prélittoral. Tant la géomorphologie sous-marine, les données sismiques que les résultats du forage supportent l'idée que la flèche littorale de Penouille repose sur le delta du ruisseau Ascah (Roed, 1979; Fox *et al*., 1995). D'ailleurs, les dates de 1800 ± 50 ans BP et de 1720 ± 60 ans BP obtenues respectivement sur des débris coquilliers et de plante à une profondeur de 14,5 m dans ce forage (Parent et Michaud, 1996) impliquent une forte sédimentation postérieurement à leur enfouissement et, par conséquent, des apports sédimentaires importants provenant du ruisseau Ascah. Différentes évidences semblent montrer la forte compétence du ruisseau Ascah à transporter des sédiments. La diminution du pourcentage de silt passant de 12 % à la base à 6 % vers le sommet de l'unité 1 semble indiquer un taux de sédimentation plus élevé que la vitesse de la hausse du niveau de la mer menant graduellement vers une séquence d'exondation du delta. Tout comme plusieurs autres cours d'eau de la Gaspésie, la rivière Ascah présente un régime torrentiel capable de déplacer des matériaux de diverses tailles allant des argiles aux blocs (Allard et Tremblay, 1979). À l'approche de la côte, une importante plaine alluviale s'est développée prenant la configuration d'un cône. Il existe à plusieurs endroits le long du ruisseau Ascah des sols enfouis par des matériaux fluviaux grossiers qui témoignent d'un transport sédimentaire important par le ruisseau lors de crues. D'ailleurs, lors des précipitations diluviennes de décembre 2010, le ruisseau Ascah s'est déplacé latéralement formant de nombreux cônes de débordement sous le couvert forestier. Des datations obtenues sur des sols enfouis par des matériaux fluviaux

le long du ruisseau Ascah indiquent deux événements torrentiels majeurs datés à 1430 ans cal. BP et 674 ans cal. BP. Des tranchées réalisées à l'exutoire du ruisseau Ascah et des observations effectuées dans la zone intertidale indiquent que les dépôts alluviaux grossiers semblent se poursuivent sous le niveau marin actuel. Les analyses sédimentologiques montrent que ces sédiments sont mal à très mal triés. D'une épaisseur de 2,5 m, l'unité 2 qui repose sur les sédiments prélittoraux est composée d'un sable moyen à grossier mal trié (Figure 3.14; Parent et Michaud, 1996). Les profils géoradar réalisés sur la presqu'île de Penouille montrent que cette unité est caractérisée par des stratifications obliques (Figure 3.15). Le pendage des lits indique que l'unité 2 prograde vers le sud, soit vers la baie de Gaspé. Parent et Michaud (1996) ont interprété cette unité comme étant d'origine littorale. Elle formerait alors la partie inférieure des cordons littoraux de Penouille. Différentes caractéristiques morphosédimentaires nous mènent à interpréter autrement l'origine de cette unité. Les résultats d'analyses sédimentologiques obtenues par Parent et Michaud (1996) pour cette unité ne concordent pas avec les analyses que nous avons effectuées sur des échantillons provenant de l'environnement littoral moderne. Les sédiments littoraux actuels qui sont composés de sable moyen sont bien triés. D'ailleurs, les sédiments littoraux modernes et holocènes analysés dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent présentent généralement un bon triage (Dubois, 1979; Ollerhead et Davidson-Arnott, 1995; Bernatchez, 2003; Bernatchez *et al*., 2010). De plus, on se serait attendu à observer sur les profils géoradar des stratifications obliques vers la côte sur la partie interne des cordons comme il est possible d'observer sur les cordons récents formés sur la pointe sud-ouest de Penouille (Figure 3.15). Dans ce contexte, les caractéristiques sédimentaires de l'unité 2 se rapprochent davantage de celles observées dans la plaine alluviale du ruisseau Ascah. Cette unité 2 pourrait alors correspondre au sommet du delta, ce qui est conforme aussi au granoclassement vers les sédiments grossiers observés dans l'unité 1. La troisième unité, d'une épaisseur de 2 m, correspond au faciès littoral formant la presqu'île de Penouille (Figure 3.14). Cette unité est composée d'un sable moyen bien trié.

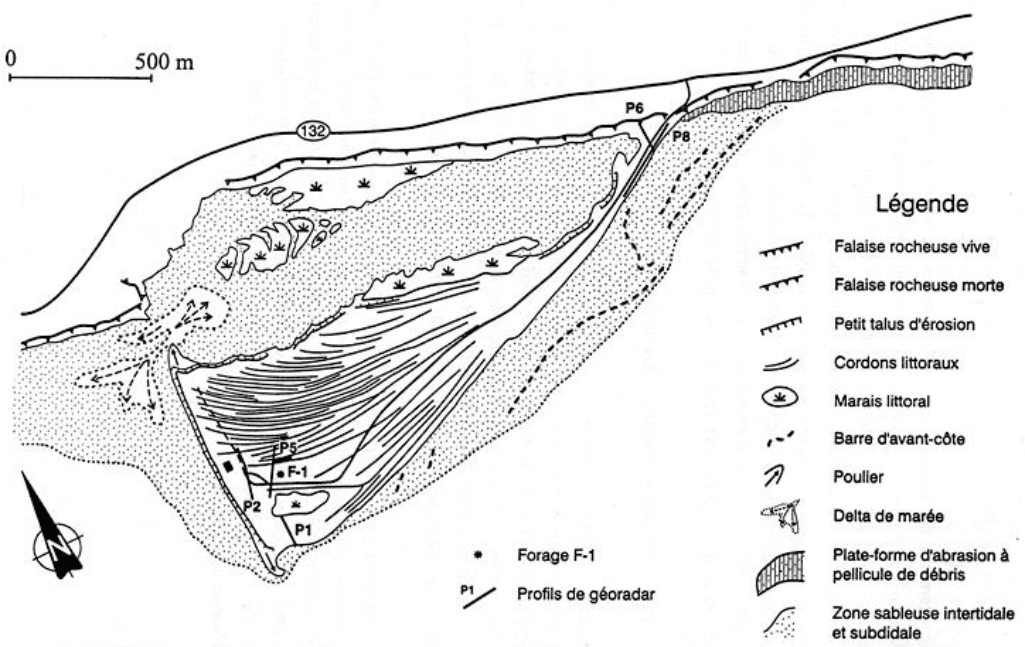


Figure 3.13. Principales caractéristiques géomorphologiques de la presqu'île de Penouille et localisation du forage et des profils géoradar (Parent et Michaud, 1996).

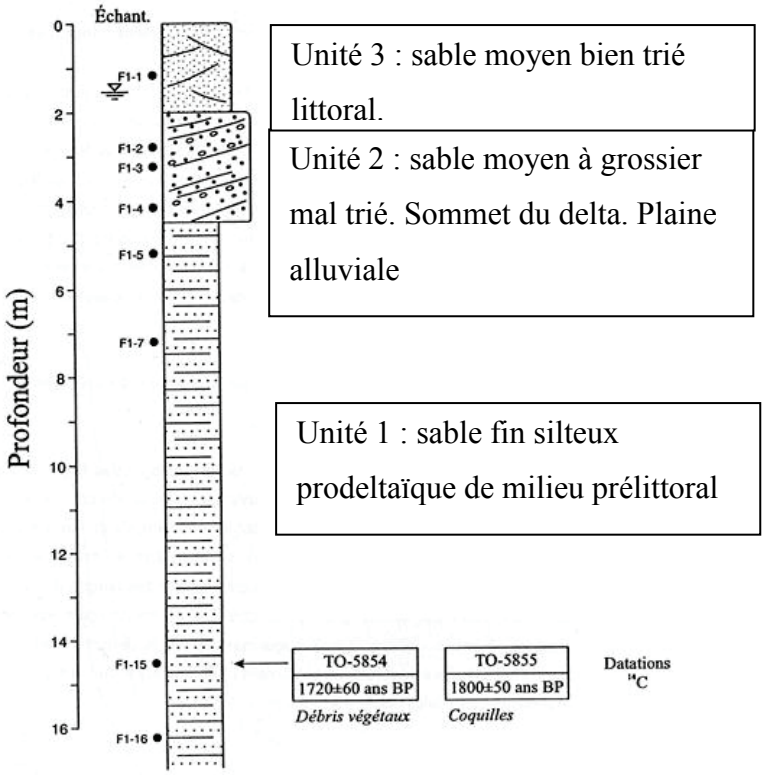


Figure 3.14. Carotte sédimentaire (F-1) prélevée sur la formation de Penouille (modifiée de Parent et Michaud, 1996).

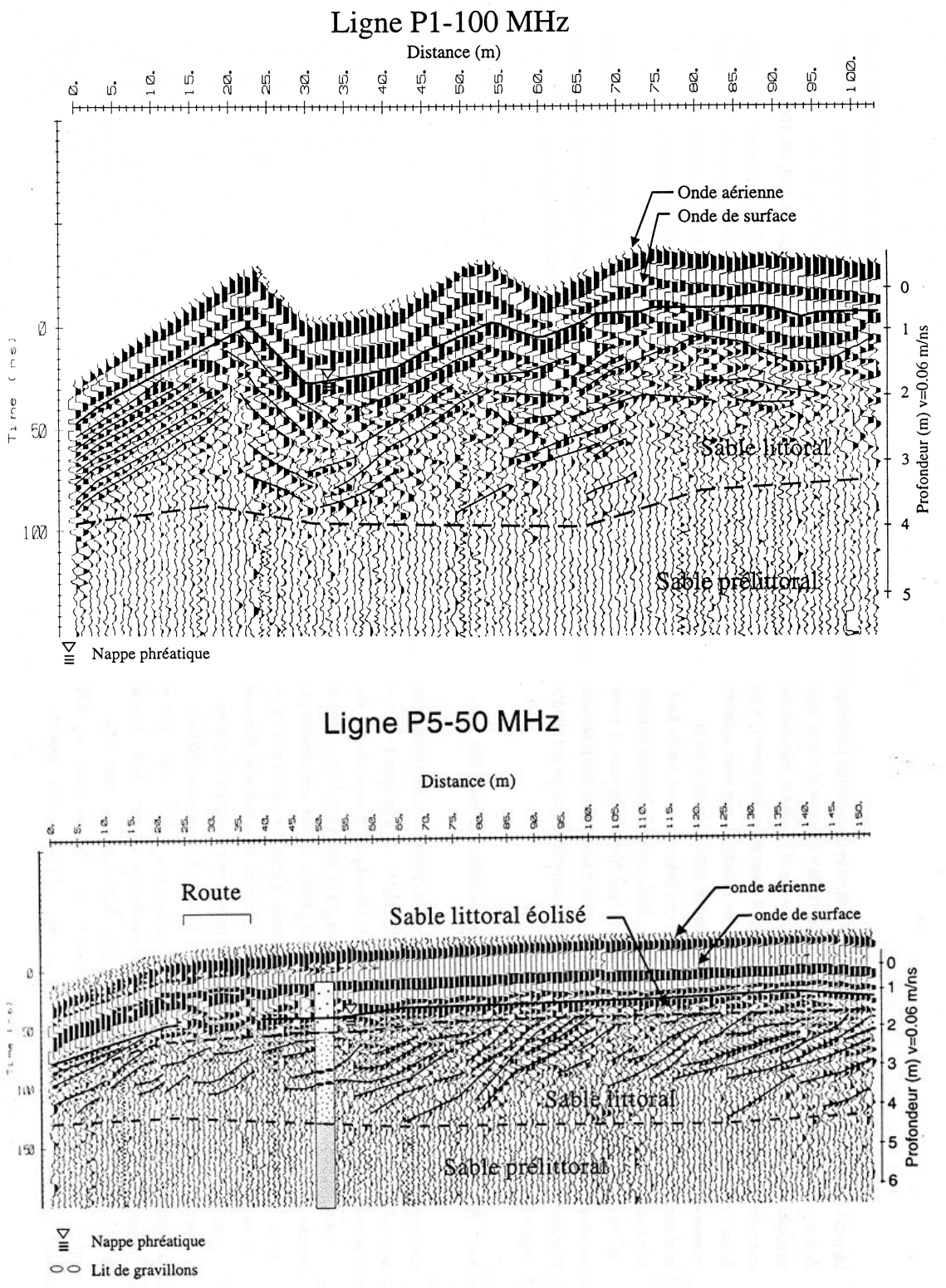


Figure 3.15. Profils pris par géoradar sur la formation de Penouille (tirée de Parent et Michaud, 1996).

D'un point de vue géomorphologique, la presqu'île de Penouille est formée d'au moins 41 cordons littoraux (Figure 3.13; Allard et Tremblay, 1981; Fox *et al*., 1995; Parent et Michaud, 1996). Ces derniers ont été remaniés en surface par l'action éolienne, mais aussi par les activités humaines. La crête de certains cordons a d'ailleurs été aplanie lors de l'implantation d'une piste pour les avions. Lors de la création de cette piste, les sédiments ont été poussés de part et d'autre de la piste formant des bourrelets dont le sommet culmine à un peu plus de 3 m. L'analyse des données LiDAR indique que la partie centrale de la presqu'île de Penouille est légèrement plus élevée que les zones adjacentes (Figure 3.16, 3.17 et 3.18). L'altitude de la base des cordons qui correspond à la partie supérieure de la plage nous indique que la limite des hautes mers maximales devait être au plus de 2 m et davantage autour de 1,5 m au-dessus du niveau moyen actuel de la mer lors de l'édification des premiers cordons littoraux.

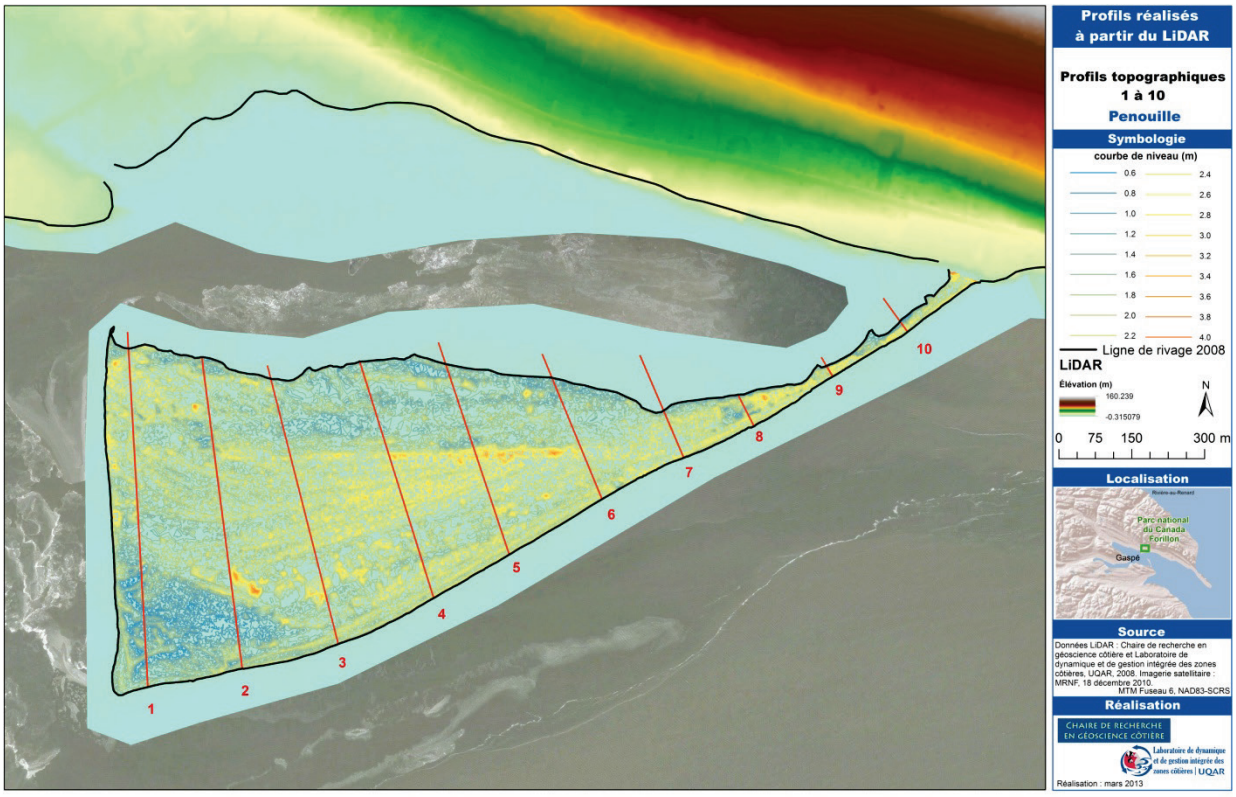


Figure 3.16. Topographie et localisation des profils topographiques de la presqu'île de Penouille.

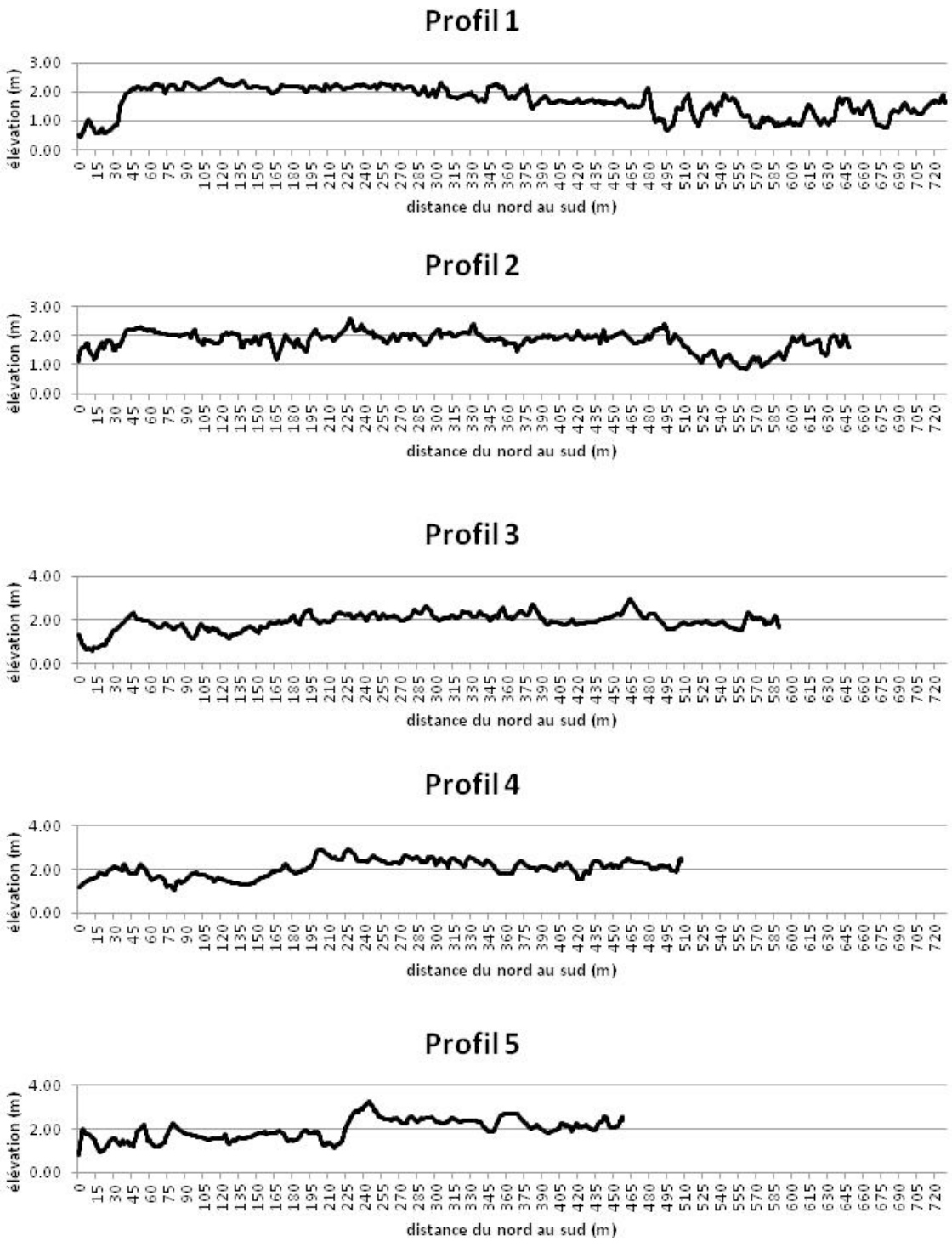


Figure 3.17. Profils topographiques de la presqu'île de Penouille (altitude géodésique).

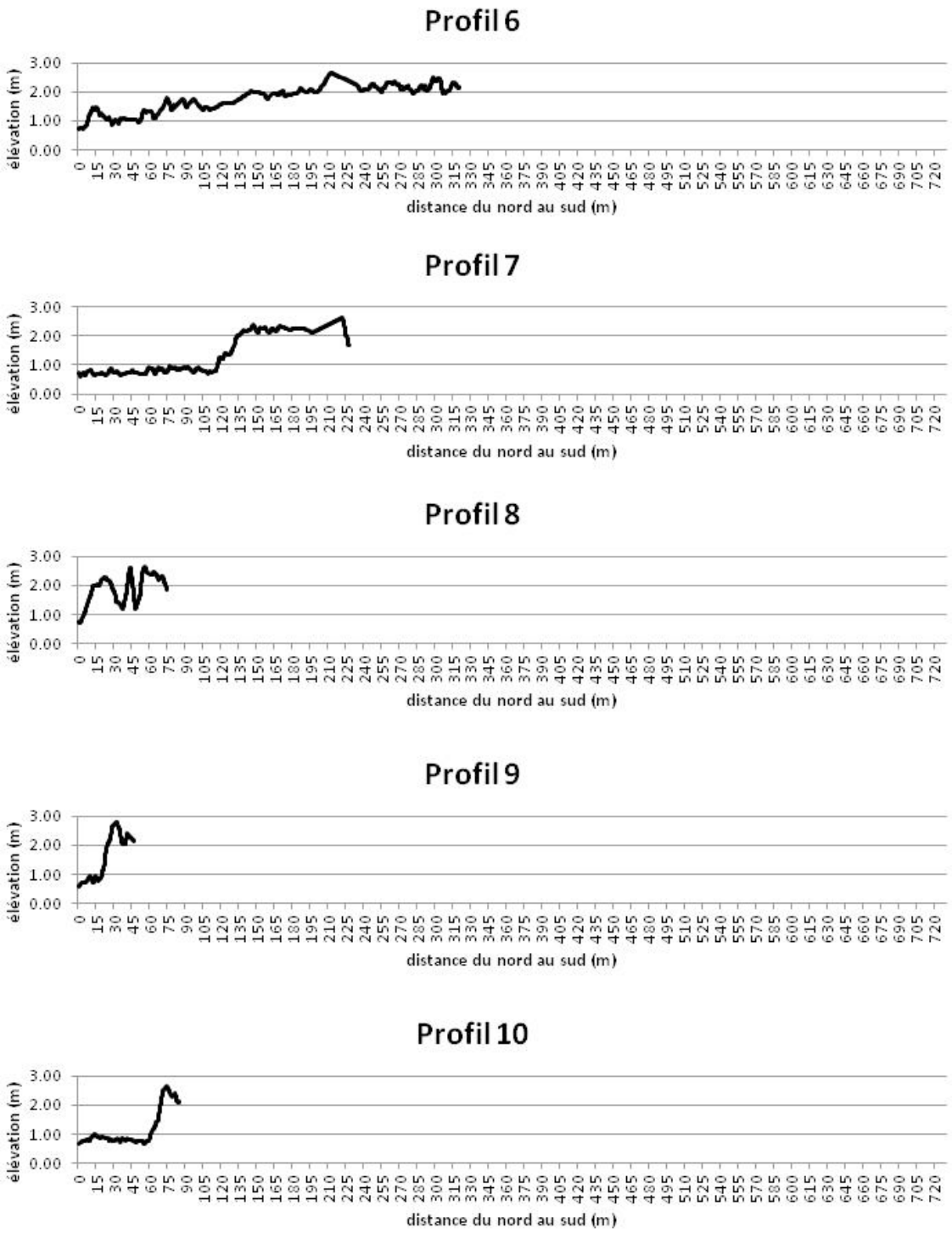


Figure 3.18. Profils topographiques de la presqu'île de Penouille (altitude géodésique) (suite).

La formation de la presqu'île de Penouille semble donc attester d'un niveau marin supérieur au niveau actuel qui aurait été suivi d'une légère baisse pendant laquelle il y aurait eu la formation successive de cordons littoraux. La séquence sédimentaire décrite à l'aide du forage de Penouille témoigne d'une accrétion rapide du prodelta qui, en raison des forts taux de sédimentation ou d'un ralentissement dans la hausse du niveau de la mer après 1,7 ka BP, a vraisemblablement mené à l'exondation du delta ou du moins à une sédimentation en eau peu profonde lors de la dernière phase de formation. Cette séquence est suivie d'une transgression marine pendant laquelle a débuté la formation de la flèche littorale de Penouille. Sur la base des deux dates obtenues à une profondeur de 14,5 m, une accumulation de 12 m de sédiments a été préalable avant la formation de la flèche littorale de Penouille. Celle-ci est donc nécessairement plus jeune que 1630 ans cal. BP. À partir d'une date basale sur des fragments de plante dans une carotte prélevée derrière le cordon d'attache de la flèche, on peut avancer que la limite des hautes mers a atteint le 0 géodésique vers 879 ans cal. BP. Le niveau marin était donc à cette époque un mètre inférieur au niveau actuel. Des analyses au ^{210}plomb effectuées sur une carotte sédimentaire prélevée dans le fond de la lagune indiquent que le début de la sédimentation fine a débuté entre 900 et 800 ans cal. BP. Cette période correspond aussi à la formation du marais de Penouille. C'est donc dire que le cordon principal devait déjà être attaché à la côte permettant des conditions calmes pour la sédimentation de particules fines. À Sandy Beach, les dates obtenues à la base du marais indiquent le début de sa formation vers 724 ans cal. BP., ce qui est relativement synchrone à la formation du marais de Penouille. La formation du marais de Sandy Beach implique aussi qu'il était protégé par un cordon littoral qui s'attachait à la côte à cette époque.

Le début de sédimentation de la flèche littorale de Penouille se situe donc entre 1600 et 900 ans cal. BP. Un autre élément peut nous permettre de préciser la période du début de la formation de Penouille, soit la formation du platier rocheux devant la falaise localisée entre le début du pédoncule et le Gros cap aux Os. Ce platier rocheux correspond à une plate-forme d'érosion formée par le recul de la falaise. Cette plate-forme d'érosion est en équilibre avec les conditions actuelles et implique que le niveau marin est demeuré autour du niveau actuel (± 1 m) depuis le début de sa formation. La période initiale de recul de la falaise permet d'établir à partir de quand les apports sédimentaires provenant de la falaise ont permis de contribuer au début de la formation de Penouille. Une cartographie de la largeur de la plate-forme d'érosion a donc été réalisée. Des mesures de la largeur de la plate-forme d'érosion ont été réalisées à chaque 100 m.

La partie la plus large varie en moyenne de 109 à 144 m. Sur la base d'un taux de recul moyen de 0,10 m/an calculé à partir des photographies aériennes (1970-2008) (voir chapitre 6 sur la dynamique de la falaise), on peut estimer le temps requis pour former la plate-forme d'érosion à 1 090 à 1 440 ans. On peut alors estimer la phase initiale de la formation de la presqu'île de Penouille vers 1382 à 1 032 ans cal. BP. Ces résultats sont donc très cohérents avec les données ^{14}C et ^{210}plomb obtenus tant pour l'unité 1 du forage que pour les carottes sédimentaires prélevées dans la lagune et le marais de Penouille.

La période entre 686 et 532 ans cal. BP correspond à une phase importante de développement des marais tant dans la baie de Gaspé que dans la baie des Chaleurs (Quintin, 2010). Cette période coïncide avec une tendance à la baisse des valeurs négatives du delta ^{13}C (Figure 3.19). La signature de cet isotope dans les environnements côtiers est indicatrice de la salinité du milieu (Chmura et Aaron, 1994). Des environnements davantage influencés par l'eau douce et des apports terrigènes présenteront des proportions plus négatives que ceux étant davantage influencés par l'eau de mer. À titre d'exemple, Chmura et Aaron (1994) ont déterminé un ratio de -15,5‰ dans la partie inférieure d'un marais, -17,8 ‰ dans la partie supérieure et -3,4 ‰ dans un marais saumâtre. La tendance vers des valeurs négatives plus faibles que nous avons mesurées lors de cette période pourrait donc correspondre à une augmentation de la fréquence de submersion du marais qui serait davantage associée à une augmentation de la vitesse de hausse du niveau marin qu'à une baisse dans le taux de sédimentation (Shaw et Ceman, 1999). En effet, dans la région de Nouvelle dans la baie des Chaleurs, des analyses de macrorestes végétaux d'une carotte prélevée dans un marais indiquent une hausse mineure du niveau marin lors de cette même période (Quintin, 2010). À Saint-Siméon près de Bonaventure, des dates obtenues sur des coquilles en position de vie sur la partie inférieure d'un ancien estran situé entre 50 et 100 cm au-dessus du bas estran actuel révèlent l'existence d'un haut niveau marin entre 600 et 473 ans cal. BP suivi d'une baisse du niveau marin. Si l'on rapporte ces valeurs à la baie de Gaspé, le niveau marin aurait donc pu atteindre l'altitude de 1,5 à 2 m. Ce niveau correspond assez bien à la base des crêtes des cordons littoraux formant la partie centrale de la presqu'île de Penouille. La période entre 532 ans cal. BP et environ 140 ans cal. BP correspondrait à une phase de progradation des cordons littoraux ainsi qu'à une phase importante d'expansion et d'accrétion des schorres des marais. Certains marais, notamment à Penouille, passent d'un schorre inférieur à un schorre supérieur lors de cette période indiquant une phase

typique d'exondation du marais. Enfin, la période récente est caractérisée à nouveau par une phase de submersion comme semblent aussi l'indiquer les valeurs de delta ^{13}C (Figure 3.19). La marge d'erreur des dates étant trop élevée, il est difficile de situer exactement la période à laquelle ce changement de phase s'est opéré, mais possiblement vers 140 ans cal. BP. Les modèles de mouvements de la croûte terrestre indiquent que la baie de Gaspé est actuellement en subsidence à un rythme de 1 à 2 mm/an (fig. 3.20 et 3.21; Gherels *et al*., 2004; Koohzare *et al*., 2008).

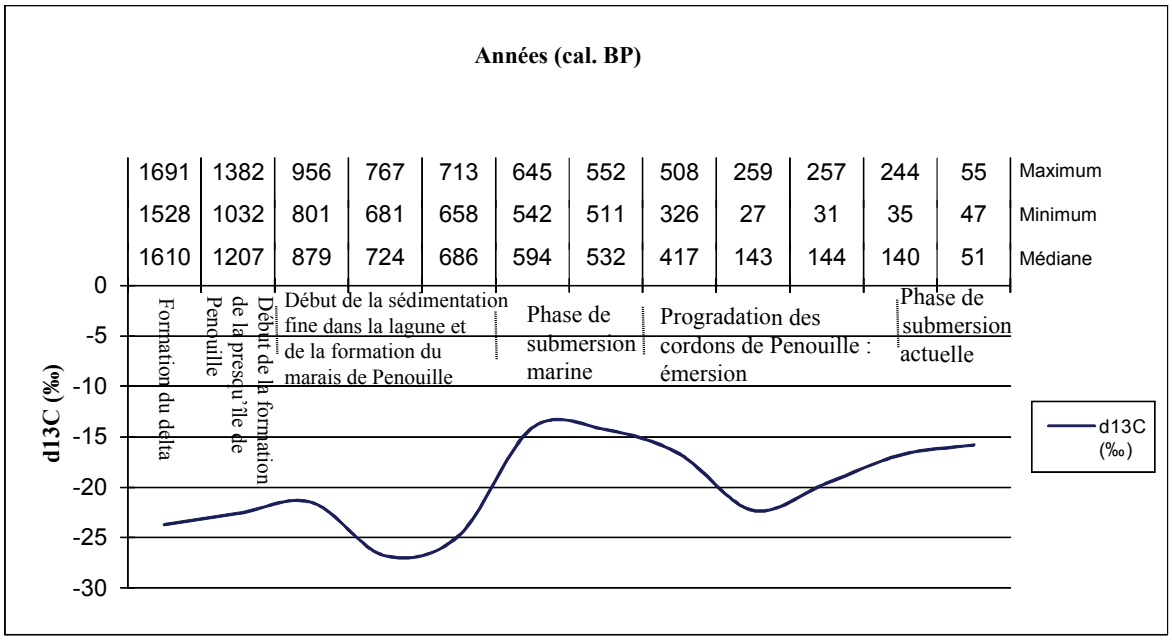


Figure 3.19. Évolution du ratio isotopique ^{13}C dans la baie de Gaspé.

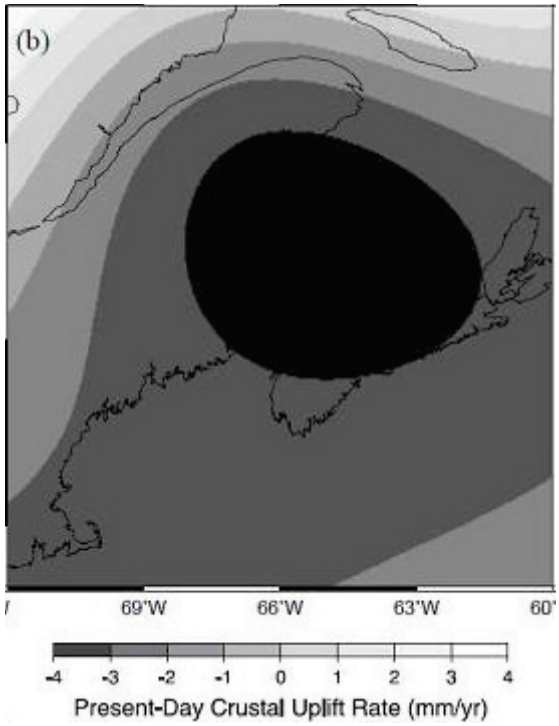


Figure 3.20. Carte des mouvements verticaux de la croûte terrestre (tirée de Gherels *et al.*, 2004).

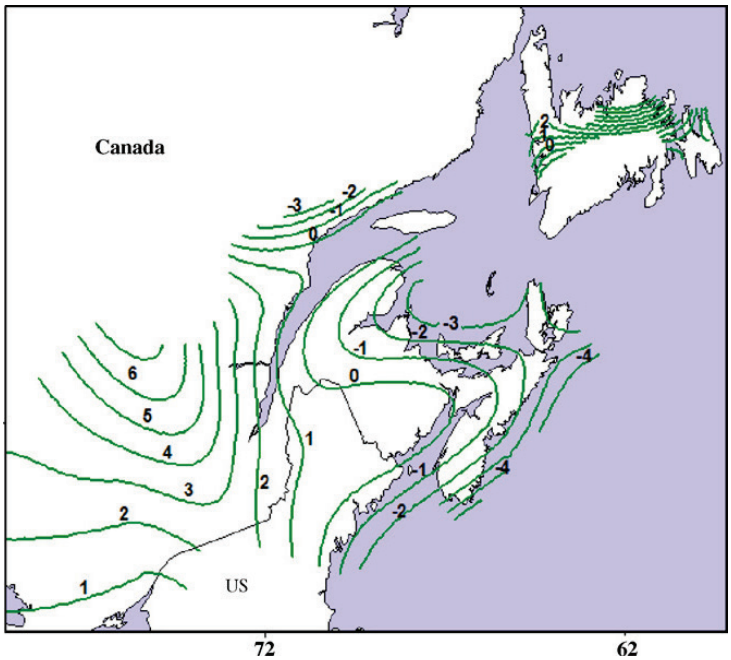


Figure 3.21. Carte des mouvements verticaux de la croûte terrestre (mm/an) (tirée de Koohazare *et al.*, 2008).

La période de formation de la flèche littorale de Penouille avait été estimée à 2 110 ± 340 ans BP sur la base d'un modèle de sédimentation (Fox *et al*., 1995). Ces derniers font référence à la formation de la terrasse Mitis formée dans l'estuaire du Saint-Laurent vers 2 ka BP à un niveau de 2 m au-dessus du niveau actuel et qui serait analogue à la formation de Penouille. Or, le niveau de la terrasse Mitis sur les deux rives du Saint-Laurent n'est pas de 2 m comme l'indique Fox *et al*. (1995), mais bien de 5-6 m (Dionne, 2004). Les études réalisées dans les maritimes et dans le nord-est des États-Unis indiquent plutôt que le niveau marin était sous l'actuel il y a 2 ka BP (Scott et Greenberg, 1983; Scott *et al*., 1987; Scott *et al*., 1995; Gehrels, 1999; Gehrels *et al*., 2004). Il n'existe à notre connaissance aucune équivalence de la terrasse Mitis dans la baie des Chaleurs. Sur la presqu'île de Forillon, Allard et Tremblay (1981) indiquent la présence d'une encoche d'érosion marine à 6 m d'altitude formée lors d'un niveau marin stable qu'ils associent au niveau Mitis, en raison de l'altitude. À la lumière des nouvelles connaissances, il semble que seule cette encoche soit d'apparence Mitis. De plus, considérant les études récentes sur les vitesses de recul des falaises rocheuses en Gaspésie (Daigneault, 2001; Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez *et al*., 2012; Fraser *et al*., 2002) et des talus d'éboulis actifs qui bordent les falaises de la presqu'île de Forillon, il est permis de se questionner si de telles encoches sur des escarpements côtiers actuels peuvent réellement perdurer pendant des millénaires. Sur la base des données provenant principalement de la rive nord de la Gaspésie et du modèle connu sur les fluctuations du niveau marin mi-Holocène dans l'estuaire du Saint-Laurent (voir section 3.3.1), Parent et Michaud (1996) proposent que le niveau marin ait monté un peu au-dessus du niveau actuel vers 4 000 ans BP lors de la transgression Laurentienne pour former la falaise morte qui borde la lagune actuelle de penouille. À partir de 3000 ans BP, le niveau marin se serait légèrement abaissé, suivi d'une stabilisation entre 2000 ans BP et aujourd'hui. C'est lors de cette dernière période et plus précisément après 1700 ans BP que la formation de Penouille se serait édifiée (Parent et Michaud, 1996). À partir de nos résultats, seul le dernier énoncé de Parent et Michaud (1996) est encore valable aujourd'hui. La formation de la presqu'île de Penouille indique une fluctuation mineure du niveau marin relatif vraisemblablement lors du dernier millénaire. Des évidences d'une transgression marine de 50 à 100 cm sont aussi rapportées sur les rives sud et nord de l'estuaire du Saint-Laurent lors de cette même période (Dionne, 1999, Dionne, 2001; Bernatchez, 2003; Quintin *et al*., 2006). Des datations par luminescence sur des échantillons provenant des cordons littoraux permettraient sans doute de préciser la chronologie

de la formation et de l'évolution de la presqu'île de Penouille. Toutefois, une attention particulière devrait être portée lors de l'échantillonnage puisque la surface de la presqu'île de Penouille a été perturbée par des interventions humaines et par l'activité éolienne. D'ailleurs, toutes les dates que nous avons obtenues sur de la matière organique et du bois parfois enfouis sous 50 à 100 cm de sédiments sur différents cordons littoraux de Penouille ont donné des âges plus jeunes que 178 ans cal. BP ou encore moderne, soient plus jeunes que l'année 1950.

3.4 *Constats généraux*

Les résultats obtenus à partir des datations ainsi que des travaux antérieurs permettent d'avancer certains constats :

- Lors de la dernière glaciation, le Parc national du Canada Forillon se trouvait à la confluence de quatre masses glaciaires : 1) l'inlandsis Laurentidien qui s'écoulait dans le golfe du Saint-Laurent, 2) la calotte régionale gaspésienne qui s'écoulait de manière radiale à partir des monts Chic-Chocs et des monts McGerrigle et qui a atteint la baie de Gaspé, 3) une calotte locale sise sur la péninsule de Forillon et s'écoulant de part et d'autre des crêts et 4) la calotte d'Escuminac en provenance du sud qui a traversé les pointes rocheuses de l'extrémité orientale de la Gaspésie.
- L'extrémité est de la péninsule gaspésienne se trouve à la limite de deux régions géophysiques présentant des patrons de variations du niveau marin relatif différents à la fin du pléistocène et à l'Holocène. Au nord de la péninsule, les terres ont été principalement en émersion. Alors que dans les provinces maritimes et dans la baie des Chaleurs les régions côtières ont été principalement en submersion et la subsidence se poursuit encore de nos jours.
- Dans la baie de Gaspé, les traces des variations du niveau marin relatif sont limitées, faute d'une part d'une plaine côtière suffisamment large et, d'autre part, de peu de matériaux datables émergés. À la lumière des connaissances actuelles et des nouvelles datations ^{14}C, une limite marine de 32 m est donc estimée dans la baie de Gaspé. L'émersion des terres a été très rapide puisque le niveau marin est passé sous le niveau actuel vraisemblablement vers 13,0 ka cal. BP ou, tout au moins, 12,0 ka cal. BP.
- Des niveaux de terrasses et des chenaux incisés dans le fond de la baie de Gaspé indiquent un bas niveau marin entre 25 et 30 m sous l'actuel. Cet épisode de bas niveau marin n'a pu être daté. Toutefois, l'émersion des terres s'est opérée plus rapidement dans la région à l'étude que dans l'estuaire du Saint-Laurent. Il est donc vraisemblable que le bas niveau marin dans la baie de Gaspé ait été atteint entre 10,6 et 9,4 ka cal. BP. C'est à partir de

cette période que la hausse du niveau marin relatif s'est entamée pour se poursuivre jusqu'à aujourd'hui.

- L'analyse du schéma de glaciation et de déglaciation ainsi que des variations du niveau marin relatif de l'extrémité orientale de la péninsule gaspésienne révèle que les mouvements glacio-isostatiques s'apparentent davantage à ce qui est observé dans les maritimes et dans la baie des Chaleurs.
- Nos résultats et ceux des études antérieures indiquent que la presqu'île de Penouille s'est développée sur le delta du ruisseau Ascah. Préalablement à la formation de la flèche littorale de Penouille, une phase de sédimentation deltaïque de 12 m d'épais a eu lieu après 1630 ans cal. BP. L'âge maximal pour le début de la formation de la flèche littorale de Penouille est estimé à 1 400 ans cal. BP.
- Les datations obtenues dans le marais et la lagune montrent une sédimentation fine débutée entre 950 et 800 ans cal. BP, période qui correspond aussi au début de la formation du marais. À cette période, le cordon principal de la flèche littorale de Penouille était attaché à la côte permettant des conditions calmes pour la sédimentation de particules fines.
- Une fluctuation mineure du niveau marin (0,5 à 1m) entre 650 et 500 ans cal. BP a permis le développement de cordons littoraux au-delà du niveau actuel de la mer. Cette période correspond à une phase importante de développement des marais tant dans la baie de Gaspé que dans la baie des Chaleurs.
- La période entre 500 ans cal. BP et environ 140 ans cal. BP correspond à une phase de progradation des cordons littoraux de Penouille ainsi qu'à une phase importante d'expansion et d'accrétion des schorres des marais de la baie de Gaspé.
- La période récente et actuelle est caractérisée par une submersion de la côte. Les modèles de mouvements de la croûte terrestre indiquent que la baie de Gaspé est actuellement en subsidence à un rythme de 1 à 2 mm/an.

3.5 *Références*

Achab, A., Asselin, E et Lavoie, D, 1997. Chitinozoan assemblages from the third-order transgressive-regressive cycles of the Upper Gasp6 Limestones (Lower Devonian) of eastern Canada 1. Review of Palaeobotany and Palynology, 97, pp. 155–175.

Allard, M. et Tremblay, G., 1979. Étude géomorphologique : Parc national Forillon, Québec. Laboratoire de géomorphologie, Département de géographie de l'Université Laval, Québec, 449 p.

Allard, M. et Tremblay, G., 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 35(1), pp. 105–125.

Argus, D.F. et Peltier, W. Richard, 2010. Constraining models of postglacial rebound using space geodesy: a detailed assessment of model ICE-5G (VM2) and its relatives. Geophysical Journal International, 181, pp. 697–723.

Bail, P., 1983. Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale. Thèse Ph. D., Department of Geography, McGill University, Montréal, 148 p.

Bail, P., 1985. Un mouvement glaciaire vers le nord-ouest dans la région de Saint-Godefroi, Gaspésie, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 22, pp. 1871–1876.

Barnhardt, W.A., Gehrels, W.R., Belknap, D.F. et Kelley, J.T., 1995. Late Quaternary relative sea-level change in the western Gulf of Maine : Evidence for a migrating glacial forebulge. Geology, 23(4), pp. 317–320.

Bélanger, C., 1993. Étude géomorphologique des basses terres sur la côte sud de l'estuaire laurentien. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université Laval, Québec, 237 p.

Belknap, D.F., Shipp, R.C. et Kelley, J.T., 1986. Depositional Setting and Quaternary Stratigraphy of the Sheepscot Estuary, Maine: A Preliminary Report. Géographie physique et Quaternaire, 40(1), pp. 55–69.

Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E. et Shaw, J., 2003. A new late-glacial sea-level record for St . George's Bay, Newfoundland 1. Canadian Journal of Earth Sciences, 40, pp. 1053–1070.

Bell, T., Daly, J., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E., Shaw, J. et Smith, I.R., 2005. Late Quaternary relative sea-level change on the west coast of Newfoundland. Géographie physique et Quaternaire, 59(2-3), pp. 129–140.

Bernatchez, P., 2003. Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec, 460 p.

Bernatchez, P. et Dubois, J.-M.M., 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. Géographie physique et Quaternaire, 58(1), pp. 45–71.

Bernatchez, P., Toubal, T., Van-Wierts, S., Drejza, S. et Friesinger, S., 2010. Caractérisation géomorphologique et sédimentologique des unités hydrosédimentaires de la baie de Plaisance et de Pointe-aux-Loups, route 199, Îles-de-la-Madeleine. Université du Québec à Rimouski. Rapport final remis au ministère des Transports du Québec, 177 p.

Bernatchez, P., Fraser, C., Dugas, S. et Drejza, S., 2012. Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral de la MRC d'Avignon. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, août 2012, 49 p.

Bhiry, N., Garneau, M. et Filion, L., 2000. Macrofossil record of a Middle Holocene drop in relative sea level at the St. Lawrence Estuary, Québec. Quaternary Research, 54(2), pp. 228–237.

Bigras, P. et Dubois, J.-M., 1987. Répertoire des datations au 14C du nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent, Québec et Labrador. Département de géographie, Université de Sherbrooke, Bulletin de recherche 94-96, 166 p.

Bonenfant, R., 1993. Chronologie des événements post-glaciaires à l'Holocène dans la basse vallée du Gouffre (Charlevoix). Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université Laval, Québec, 148 p.

Castonguay, S., Wilson, R.A., Brisebois, D., Desrochers, A. et Malo, M., 2005. Carte de compilation géologique Anticosti-Gaspé-Campbellton, Ponts géologiques de l'Est du Canada, Transect 4, Québec-Nouveau-Brunswick [document cartographique]. Dossier public 4883. Commission géologique du Canada. Échelle 1:125000

Charbonneau, R. et David, P.P., 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 30, pp. 1697–1707.

Chmura, G.L. et Aharon, P., 1995. Stable carbon isotope signatures of sedimentary carbon in coastal wetlands as indicators of salinity regime. Journal of Coastal Research, 11(1), pp. 124–135.

Coleman, A.P., 1904. Glacial Lakes and Pleistocene Changes in the St. Lawrence Valley.Proceedings. International Geological Congress. (8th: 1900: Paris, France): 480 - 48

Daigneault, M., 2001. Processus d'altération/érosion à l'interface océan/continent/atmosphère : aspects quantitatifs et semi-quantitatifs. Thèse Ph.D, Université Jean Monnet, 319 p.

David, P. P. et Lebuis, J., 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. P. 85‑109. In: Borns H. W., LaSalle P. et Thompson W. B., (Eds), Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec. Geological Society of America, Special paper 197, 159 p.

Dionne, J.-C., 1976. La mer de Goldthwait au Québec (État de nos connaissances), Québec, Environnement Canada, Dir. Terres, Rapp. Préliminaire, 109 p.

Dionne, J.-C., 1977. La mer de Goldthwait au Québec. Géographie physique et Quaternaire, 31(1-2), pp. 61–80.

Dionne, J.-C., 1988a. Holocene relative sea-level fluctuations in the St.Lawrence estuary, Québec, Canada. Quaternary Rsearch, 29, pp .233-244.

Dionne, J.-C., 1988b. Évidence d'un bas niveau marin durant l'Holocène à Saint-Fabien-sur-Mer,estuaire maritime du Saint-Laurent. Norois, 35, pp.19-34.

Dionne, J.-C., 1988c. Note sur les variations du niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-Ouelle, côte sud du Saint-Laurent. Géographie physique et Quaternaire, 42(1), pp. 83–88.

Dionne, J.-C., 1990. Observations sur le niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-du-Loup, estuaire du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 44(1), pp. 43–53.

Dionne, J.-C., 1997a. Nouvelles données sur la transgression Laurentienne, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 58(2), pp. 201–210.

Dionne, J.-C., 1997b. Nouvelles données sur la transgression Laurentienne, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 51(2), pp. 201–210.

Dionne, J.-C. 1998. Relative sea-level variations during the Holocene, middle St.Lawrence estuary. Geological association of Canada, joint Annual Meeting, Field trip B1 Guidebook, 21 may 1998, Québec, 49 p.

Dionne, J.-C., 1999. Indices de fluctuations mineures du niveau marin relatif à l'Holocène supérieur, à l'Isle-Verte, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 53(2), pp. 277–285.

Dionne, J.-C., 2001. Le tombolo du cap Enragé, parc du Bic, Bas-Saint-Laurent. Géographie physique et Quaternaire, 55(2), pp. 181–191.

Dionne, J.-C., 2002. Une nouvelle courbe du niveau marin relatif pour la région de Rivière-du-Loup (Québec). Géographie physique et Quaternaire, 56(1), pp. 33–44.

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(1), pp. 73–108.

Dionne, J.-C. et Coll, D., 1995. Le niveau marin relatif dans la région de Matane (Québec), de la déglaciation à nos jours. Géographie physique et Quaternaire, 49(3), pp. 363–380.

Dionne, J.-C. et Occhietti, S., 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 50(1), pp. 5–34.

Dredge, L.A., 1983. Surficial geology of the Sept-Îles area, Quebec north shore. Geological Survey of Canada, Mémoire 408.

Dubois, J.M.M., 1979. Télédétection, cartographie et interprétation des fronts glaciaires sur la Côte Nord du Saint-Laurent entre le lac Saint-Jean et le Labrador. Bulletin de Recherche, Département de Géographie, Université de Sherbroole, 42, 33 p.

Dyke, A.S. et Peltier, W.R., 2000. Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America. Geomorphology, 32(3-4), pp. 315–333.

Edgecombe, R.B., Scott, D.B. et Fader, G.B., 1999. New data from Halifax Harbour: paleoenvironment and a new Holocene sea-level curve for the inner Scotian Shelf. Canadian Journal of Earth Sciences, 36, pp. 805–817.

Fox, W.T., Haney, R.L. et Curran, H.A., 1995. Penouille spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Quebec, Canada. Journal of Coastal Research, 11(2), pp. 478–493.

Fraser, C., Bernatchez, P., Dugas, S. et Drejza, S., 2012. Marges de sécurité en érosion côtière : évolution historique et future du littoral de la MRC de Bonaventure. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, août 2012, 50 p.

Gehrels, W.R., 1999. Middle and Late Holocene sea-level changes in Eastern Maine reconstructed from foraminiferal saltmarsh stratigraphy and AMS 14C dates on basal peat. Quaternary Research, 52, pp. 350-359.

Gehrels, W.R., Milne, G.A, Kirby, J.R., Patterson, R.T. et Belknap, D.F., 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. Quaternary International, 120, pp. 79–89.

Govare, E., 1995. Géomorphologie et paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec, Canada. Thèse de doctorat, Département de géographie, Université de Montréal, 429 p.

Grant, D.R., 1989. Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada. p. 421-474. In: Fulton, R.J. (Rédacteur scientifique). Le Quaternaire du Canada et du Groenland (Géologie du Canada n°1). Commission géologique du Canada, 907 p.

Gray, J.T. et Hétu, B., 1987. *In*: French, H.M. et Richard, P., (Rédacteurs). Union Internationale pour l'Étude du Quaternaire, Processus et paléo-environnements du Quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et le Bas Saint-Laurent - Livret guide excursion C-4. XIIe Congrès international de l'INQUA 1987, Conseil national de recherches du Canada, 85 p.

Hétu, B., 1998. La déglaciation de la région de Rimouski, Bas-Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. Géographie physique et Quaternaire, 52(3), pp. 325–347.

Hétu, B. et Gray, J.T., 2000. Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec) : les marges glaciaires des Dryas ancient et récent. Géographie physique et Quaternaire, 54(1), pp. 5–40.

Hétu, B. et Gray, J. T., 2002. L'apport de la géomorphologie à l'archéologie des périodes paléoindienne et archaïque dans l'est du Québec. Une géoarchéologie à (ré)inventer? Recherches amérindiennes au Québec, 32 (3): 76-90.

Hillaire-Marcel, C., 1979. Les mers post-glaciaires du Québec : quelques aspects. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris-Gl, 293 p.

Josenhans, H. et Lehman, S., 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 36, pp. 1327–1345.

Koohzare, A., Vaníček, P. et Santos, M., 2006. Compilation of a map of recent vertical crustal movements in Eastern Canada using geographic information system. Journal of surveying engineering, 132(4), pp. 160–168.

Koohzare, A., Vaníček, P. et Santos, M., 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. Journal of Geodynamics, 45, pp. 133–145.

Lasalle, P., 1987. De Mont-Saint-Pierre à Gaspé : morphologie glaciaire et littorale. p. 45-56. *In*: French, H.M. et Richard, P., (Rédacteurs). Union Internationale pour l'Étude du Quaternaire, Processus et paléo-environnements du quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et le Bas Saint-Laurent - Livret guide excursion C-4. Conseil national de recherches du Canada, 85 p.

Lavoie, D. et Asselin, E., 2004. A new stratigraphic framework for the Gaspé Belt in southern Quebec : implications for the pre- Acadian Appalachians of eastern Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, pp. 507–525.

Lebuis, J. et David, P.P., 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 31(3-4), pp. 275–296.

Locat, J., 1977. L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 31(3-4), pp. 297–306.

Lortie, G., et Guilbault, J.P., 1984. Les diatomées et les foraminifères de sédiments marins post-glaciaires du Bas-Saint-Laurent, Québec: une analyse comparée des assemblages. Le Naturaliste Canadien, 111 (3), pp. 297-310

Lowdon, J.A. et Blake, W., 1979. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII. Geological Survey of Canada, paper 78-7.

Maurice, Y.T., 1995. The significance of various garnet types in surficial materials in southeastern Gaspe Peninsula, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 32, pp. 730–740.

McGerrigle, H.M., 1968. L'histoire géologique de la péninsule de Forillon et du parc provincial de Cap Bon Ami. Ministère des richesses naturelles, Québec, 35p.

Mott, R.J., Jetté, H., Guiot, J. et Cloutier, A., 2004. Postglacial vegetation, climate history and land-sea interaction at island Lake, baie des Chaleurs, New Brunswick, as documented by palynological analysis. Géographie physique et Quaternaire, 58(1), pp. 109–122.

Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W.W., Dionne, J.-C., Govare, E. et Harmand, D., 2001. Late Wisconsinan glacial dynamis, deglaciation, and marine invasion in southern Québec. Special Paper of the Geological Society of America 351, pp. 243- 270.

Occhietti, S., Govare, E., Klassen, R., Parent, M. et Vincent, J.-S., 2004. Late Wisconsinan-Early holocene deglaciation of Québec-Labrador. Develpments in Quaternary Science 2 (Part B), pp. 243-273.

Olejczyk, P. et Gray, James T., 2007. The relative influence of Laurentide and local ice sheets during the last glacial maximum in the eastern Chic-Chocs Range, northern Gaspé Peninsula, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, 44, pp. 1603–1625.

Ollerhead, J. et Davidson-Arnott, G.D., 1995. The evolution of Buctouche spit, New Brunswick, Canada. Marine geology, 124, pp. 215-236.

Parent, M. et Michaud, Y., 1996. Dynamique littorale de la presqu'île de Penouille, Parc national Forillon. Commission géologique du Canada, 34 p.

Parkhill, M. et Doiron, A., 2003. Quaternay geology of the Bathurst Mining Camp and implications for base metal exploration using drift prospecting. Economic Geology, 11, pp. 631–660.

Peltier, W.R., 1999. Global sea level rise and glacial isostatic adjustment. Global and Planetary Change, 20, pp. 93–123.

Praeg, D., D'Anglejan, B. et Syvitski, James P.M., 1992. Seismostratigraphy of the Middle St. Lawrence Esturary: A Late Quaternary glacial marine to estuarine depositional/erosional Record. Géographie physique et Quaternaire, 46(2), pp. 133–150.

Prest, V.K., Grant, D.R et Rampton, V.N., 1968. Glacial map of Canada. Geological Survey of Canada, carte 1253A, échelle 1 : 5 000 000

Pronk, A.G., Bobrowsky, P.T. et Parkhill, M.A., 1989. An interpretation of Late Quaternary glacial flow indicators in the Baie des Chaleurs region, northern New Brunswick. Géographie physique et Quaternaire, 43(2), pp. 179–190.

Quinlan, G. et Beaumont, C., 1981. A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, pp. 1146–1163.

Quintin, C., 2010. Effets des facteurs environnementaux dans l'évolution des marais intertidaux du barachois de la rivière Nouvelle, Baie des Chaleurs, Québec. Mémoire de maîtrise, Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, 115 p.

Quintin, C., Bernatchez, P. et Buffin-Bélanger, T., 2006. Géomorphologie et diversité végétale des marais du Cap Marteau et de l'Isle-Verte, estuaire du Saint-Laurent, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 60(2), pp. 149–164.

Rémillard, A.M., Hétu, B., Bernatchez, P. et Bertran, P., 2013. The Drift des Demoiselles on the Magdalen Islands (Québec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a Late Wisconsinan glacial diamict. Canadian journal of Earth sciences, 50(5), pp. 545-563.

Richard, P.J.H. Richard, Veillette, J., Larouche, A.C., Hétu, B., Gray, J.T. et Gangloff, P., 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie : nouvelles données et implications. Géographie physique et Quaternaire, 51(2), pp. 163–184.

Rodrigues, C.G., Ceman, J.A. et Vilks, G., 1993. Late Quaternary paleoceanography of deep and intermediate water masses off Gaspé Peninsula, Gulf of St. Lawrence: foraminifera evidence. Canadian Journal of Earth Sciences, 30, pp. 1390–1403.

Roed, M.A., 1979. Geomorphologic analysis of Forillon national park, Québec, Canada. Maritime sediments, 15(2-3), pp.47-54.

Rust, B.R., Lawrence, D.A. et Zaitlin, B.A., 1989. The sedimentology and tectonic significance of Devonian and Carboniferous terrestrial successions in Gaspé, Quebec. Atlantic Geology, 25, pp. 1–13.

Schafer, C.T., 1977. Distribution and depositional history of sediments in Baie des Chaleurs, Gulf of St. Lawrence. Canadian Journal of Earth Sciences, 14, pp. 593–605.

Scott, D.B. et Greenberg, D.A., 1983. Relative sea-level rise and tidal development in the Fundy tidal system. Canadian Journal of Earth Sciences, 20, pp.1554-1564.

Scott, D.B., Medioli, F.S. et Miller, A.A.L., 1987. Holocene sea levels, paleoceanography, and late glacial ice configuration near the Northumberland Strait, Maritime provinces. Canadian Journal of Earth Sciences, 24, pp.668-675.

Scott, D.B, Gayes, P.T. et Collins, E.S., 1995. Mid-Holocene precedent for a future rise in sea-level along the Atlantic coast of North America. Journal of Coastal Research, 11(3), pp.615-622.

Seaman, A.A., Stea, R Ralph et Allard, S., 2011. The Appalachian Glacier Complex in the Canadian Maritime Provinces during the Illinoian and Wisconsinan. In Geohydro - Eau et terre : la jonction des géosciences du Quaternaire et l'hydrogéologie, Québec, 8 p.

Shaw, J, Gareau, P. et Courtney, R.C., 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13 – 0 kyr. Quaternary Science Reviews, 21, pp. 1861–1878.

Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Belt, T., Batterson, M.J. et Liverman, D.G.E., 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. Quaternary Science Reviews, 25, pp. 2059–2081.

Shaw, J. et Ceman, J., 1999. Salt-marsh aggradation in response to late-Holocene sea-level rise at Amherst Point, Nova Scotia, Canada. The Holocene, 9(4), pp. 439–451.

Shaw, J. et Forbes, D.L., 1995. The postglacial relative sea-level lowstand in Newfounland. Canadian Journal of Earth Sciences, 32, pp. 1308–1330.

Shaw, J., Taylor, R.B. et Forbes, D.L., 1993. Impact of the Holocene transgression on the Atlantic coastline of Nova Scotia. Géographie physique et Quaternaire, 47(2), pp. 221–238.

Silverberg, N., 1978. Sediments of the Rimouski shelf region, lower Saint Lawrence estuary. Canadian Journal of Earth Sciences, 15, pp. 1724–1736.

Stea, R.R., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J. et Boyd, R., 1998. Wisconsinan glacial and sea-level history of Maritime Canada and the adjacent continental shelf: A correlation of land and sea events. GSA Bulletin, 110(7), pp. 821–845.

Stea, R. R, 2004. The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J. et Gibbard, P.L. (Eds). Quaternary Glaciations - Extend and Chronology, Part II : North America. Elsevier, New York, pp. 213–232.

Stea, R.R., Seaman, A.A., Pronk, T., Parkhill, M.A., Allard, S. et Utting, D., 2011. The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J., Gibbard P.L. et Hugues, P.D. (Eds). Quaternary Glaciations - Extend and Chronology. Elsevier, New York, pp. 631–659.

St-Laurent, C., Lebel, D., Lavoie, D., Malo, M. et St-Hilaire, C., 2004. Integration and spatial analysis of high-resolution geophysical and geological data, eastern Gaspé Peninsula. Canadian Journal of Earth Sciences, 41, pp. 603–618.

Syvitski, J.P.M., 1992. Marine geology of Baie des Chaleurs. Géographie physique et Quaternaire, 46(3), pp. 331–348.

Syvitski, J.P.M., Beattie, D.D., Praeg, B.B. et Schafer, 1987. Marine geology of Baie des Chaleurs [document cartographique]. Dossier public 1375. Commission géologique du Canada, échelle 1 : 100 000

Syvitski, J.P.M. et Praeg, D.B., 1989. Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary and adjoining areas, Eastern Canada: An overview based on high-resolution seismo-stratigraphy. Géographie physique et Quaternaire, 43(3), pp. 291–310.

Thomas, L.H., Grant, D.R. et Grace, D.E., 1973. A Late Pleistocene marine shell deposit at Shippegan, New Brunswick. Canadian Journal of Earth Sciences, 10, pp. 1329–1332.

Veillette, J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec [document cartographique]. Commission géologique du Canada, carte 1804A. Échelle 1 : 125 000

Veillette, J., 1988. Observations sur la géologie glaciaire du nord de la Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, Recherche en cours, partie B, Étude 88-1B: 209-220.

Wang, Y. et Piper, D.J.W., 1982. Dynamic geomorphology of the drumlin coast of southeast Cape Breton Island. Maritime Sediments and Atlantic Geology, 18: 1-27.

Chapitre 4

Synthèse de la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille

La presqu'île de Penouille est un site unique où de riches habitats marins, côtiers et terrestres se côtoient au sein d'un même système côtier. Or depuis quelques années, ces habitats subissent des changements. Bien que plusieurs études réalisées sur Penouille montrent que l'érosion côtière et la submersion marine seraient les principaux acteurs de ces changements, la cause et le rythme auquel ces changements surviennent sont peu connus. L'analyse de la dynamique côtière passée et actuelle à l'aide d'indicateurs clés s'avère donc un outil essentiel afin de mieux comprendre le fonctionnement du système et son évolution future.

Ce chapitre présente la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille à l'échelle historique et actuelle. Le taux de déplacement de la ligne de rivage, la largeur de la plage, l'évolution des barres sableuses et l'artificialité ont fait l'objet d'analyses sur une série de photographies aériennes couvrant huit périodes entre 1948 et 2010. Une description du cadre hydrosédimentaire, du type et de l'état de la côte et des processus actifs a par la suite été réalisée. Finalement, une analyse interannuelle de l'évolution de la plage a été réalisée. Il sera démontré que l'évolution côtière de la presqu'île de Penouille tant passée qu'actuelle est d'une stabilité remarquable comparativement à des systèmes côtiers à flèches littorales ailleurs dans l'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent.

Chantal Quintin[1], Pascal Bernatchez[1], Christian Fraser[1], Urs Neumeier[2]

[1]Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

[2]Laboratoire de sédimentologie marine, ISMER-UQAR

4 Synthèse de la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille

4.1 *Introduction*

Les flèches littorales et les îles barrières font partie des systèmes côtiers les plus sensibles aux conditions météo-marines. Les valeurs de déplacement de la ligne de rivage, autant positives que négatives, sont souvent de quelques mètres par année (Héquette et Ruz, 1991; Morton *et al.,* 1995; Jolicoeur *et al.,* 2010). Leur forme et leur déplacement peuvent changer rapidement en fonction des changements du niveau marin, du climat des vagues, notamment influencé par l'intensité et la fréquence des tempêtes, et des apports sédimentaires (Ollerhead et Davidson-Arnott, 1995).

Le secteur de la presqu'île de Penouille dans le PNCF a fait l'objet de plusieurs études qui ont quantifié l'évolution historique de la ligne de rivage (Allard et Tremblay, 1979; Veillette, 1986; CSSA Consultants Ltée, 1992; Fox *et al.,* 1995). Bien que la méthode généralement utilisée soit semblable, les résultats sont parfois divergents notamment en raison de la différence dans les résolutions spatiale et temporelle utilisées (Tableau 4.1). Certains mentionnent que la presqu'île de Penouille est stable alors que d'autres affirment qu'elle a subi une érosion importante.

Toutefois, tous ont observé que l'érosion ne semble pas être généralisée sur l'ensemble de la presqu'île de Penouille, mais concentrée à deux endroits, soit la façade littorale orientée est-ouest, près du pédoncule, et celle orientée nord-sud à l'extrémité ouest de Penouille (Figure 1.2 du chapitre 1). Selon Fox *et al.,* (1995), le pédoncule aurait migré vers le nord-ouest d'environ 2,1 km et le secteur nord-sud aurait subi une érosion de 0,5 m/an entre 1765 et 1981. Les taux enregistrés pour la période plus récente, montrent un recul moyen de 0,45 m/an entre 1948 et 1970 et des reculs très variables entre 1970 et 1982 pouvant atteindre un maximum de 1,7 m/an en bordure de structure de protection dans le secteur nord-sud (CSSA Consultants Ltée, 1992).

Entre 1963 et 1975, des valeurs qui auraient atteint 15 m représentant 1,25 m/an près du pédoncule ont été enregistrées (CREM, 1978 cité dans Allard et Tremblay, 1979). Selon Allard et Tremblay (1979), cette valeur est surestimée et ne peut être généralisée à l'ensemble du secteur puisqu'elle a été mesurée de manière ponctuelle. Bien que les taux d'érosion diffèrent selon les études réalisées, les constats sont plutôt similaires, c'est-à-dire que la ligne de rivage avance et recule selon les périodes, mais sans bouger de façon notable de sa position moyenne (Allard et Tremblay, 1979; CSSA Consultants Ltée, 1992). D'ailleurs, depuis l'élaboration des premières cartes au 18^{e} siècle (Figure 4.1), la configuration de la flèche littorale de Penouille est demeurée relativement la même (Fox *et al.,* 1995).

Tableau 4.1. Synthèse des travaux antérieurs portant sur l'évolution historique du littoral de la presqu'île de Penouille (modifié de Bernatchez et Quintin, 2007).

Études	Secteur*	Années de prise de données	Méthode	Stabilité	Résultat
CREM (1978)	Littoral est-ouest	1963-1975	Photographies aériennes	non	Recul de 1,25 m/an
Allard et Tremblay (1979)	Littoral est-ouest	1963-1975	Photographies aériennes et mesures terrain	oui	
	Marais	nd	Observations terrain	non (érosion du schorre et ensablement)	nd
Veillette (1986)	Littoral nord-sud	1979-1985	Photographies aériennes et relevés topographiques	non	Abaissement de la plage de 30 cm Recul du talus
CSSA Consultants Ltée (1992)	Littoral nord-sud	1990-1991	Mesures terrain	non	Recul de plus de 5m
		1991	Observations terrain	non	Recul de 0,5 à 1m/an
	Littoral est-ouest	1948-1982	Photographies aériennes	oui	
Fox et al. (1995)	Littoral nord-sud	1948-1981	Photographies aériennes	non	Recul de 0,39 m/an

*Localisation des secteurs à la figure 1.2 du chapitre 1

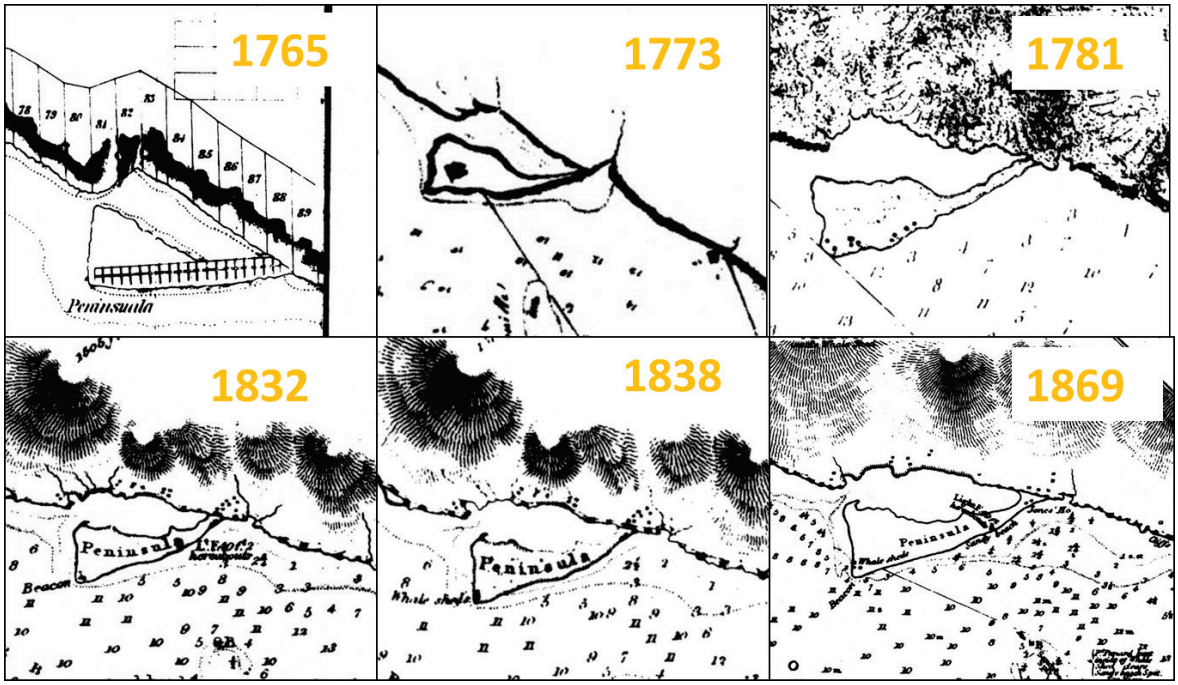


Figure 4.1. Évolution de la presqu'île de Penouille de 1765 à 1869 (tirée de Mimeault, 1980).

Dans ce chapitre, nous présentons dans un premier temps le cadre hydrosédimentaire de la baie de Gaspé qui intègre à la fois les conditions océanographiques, les principaux types de courant qui assurent le transport sédimentaire dans la baie ainsi que les caractéristiques sédimentaires. Ensuite, une caractérisation des principaux types de côte est réalisée. Puis, l'évolution côtière historique et récente est présentée ainsi que les processus et les causes responsables de cette évolution.

L'ensemble de la méthodologie associée à la cueillette des données est contenu dans le rapport méthodologique remis au parc en janvier 2011 (Bernatchez *et al.,* 2011). Lorsque l'analyse des données a impliqué l'utilisation d'une méthode non décrite dans le rapport, l'information a été insérée à la section concernée.

4.2 *Cadre hydrosédimentaire de la baie de Gaspé*

4.2.1 Régimes marégraphiques et hydrologiques

La baie de Gaspé est influencée par une marée mixte semi-diurne de régime microtidal. Les hauteurs de la pleine mer supérieure de marée moyenne et de grande marée sont respectivement de 1,6 et 2 m (Tableau 4.2). La station marégraphique la plus proche de la baie de Gaspé est localisée dans la localité de Rivière-au-Renard. Cette station est utilisée dans cette étude pour l'analyse des niveaux d'eau. Les caractéristiques diffèrent légèrement entre Gaspé et Rivière-au-Renard (Tableau 4.2). Cette station enregistre depuis le 14 janvier 1969 des données de niveau d'eau. Le niveau d'eau extrême enregistré à cette station a été de 2,8 m (Service hydrographique du Canada, 2012).

Tableau 4.2. Caractéristiques des marées pour Gaspé et Rivière-au-Renard (Service hydrographique du Canada, 2012).

Localité	*Niveau moyen de l'eau*	*Marnage*		*Hauteur*				*Extrêmes enregistrés*	
				Pleine mer supérieure		**Basse mer inférieure**		**de pleine mer**	**de basse mer**
		Marée moyenne	**Grande marée**	**Marée moyenne**	**Grande marée**	**Marée moyenne**	**Grande marée**		
Gaspé	1,0	1,2	1,7	1,6	2,0	0,4	0,3	-	-
Rivière-au-Renard	1,0	1,4	2,1	1,8	2,3	0,4	0,2	2,8	-0,7

* hauteurs calculées en fonction du niveau zéro des cartes marines, correspondant à 0,91m au niveau géodésique.

Trois rivières d'importance se jettent dans la baie de Gaspé (Figure 1.1 du chapitre 1). Les rivières Dartmouth et York drainent respectivement un territoire d'une superficie de 984 km^2 et de 1 054 km^2 et se jettent dans le Havre de Gaspé (CPSEG, 1995). Sur la rive sud de la baie, la rivière Saint-Jean draine un territoire d'une superficie de 1 134 km^2 (CPSEG, 1995). La crue des eaux dans ces rivières survient durant les mois d'avril et mai, avec des pointes de l'ordre de 100 à 150 m^3/s dans les rivières York et Dartmouth et de 250 m^3/s dans la rivière Saint-Jean (Koutitonsky *et al.,* 2001). Le débit moyen annuel des trois rivières varie autour de 10 m^3/s (Koutitonsky *et al.,* 2001).

4.2.2 Circulation des eaux dans la baie de Gaspé

Les travaux de Carrière (1974) et de Koutitonsky *et al.* (2001) ont permis d'approfondir les connaissances sur les patrons de circulation des eaux dans la baie de Gaspé. Les résultats de ces différentes études montrent que la baie de Gaspé est caractérisée par une circulation estuarienne, c'est-à-dire une sortie résiduelle des eaux vers le golfe du Saint-Laurent en surface et une entrée résiduelle des eaux du golfe en profondeur. Selon ces travaux, les courants sont

influencés par la marée, mais surtout par le régime des vents. Koutitonsky *et al*. (2001) ont effectué une campagne de mesures océanographiques au cours des mois de septembre à novembre 2000 qui a permis de réaliser des simulations numériques de la circulation des eaux. Les vents prédominants dans la baie de Gaspé soufflant du nord-ouest, soit vers le golfe du Saint-Laurent, créent des courants côtiers près des rives nord et sud de la baie vers l'aval et un faible retour des eaux vers l'amont au centre de la baie, surtout dans la moitié sud de la baie (Figure 4.2). Dans ces conditions de vents, il a été démontré que la direction des courants vers l'aval persiste même au plus fort du flot (Koutitonsky *et al.,* 2001; Carrière, 1974).

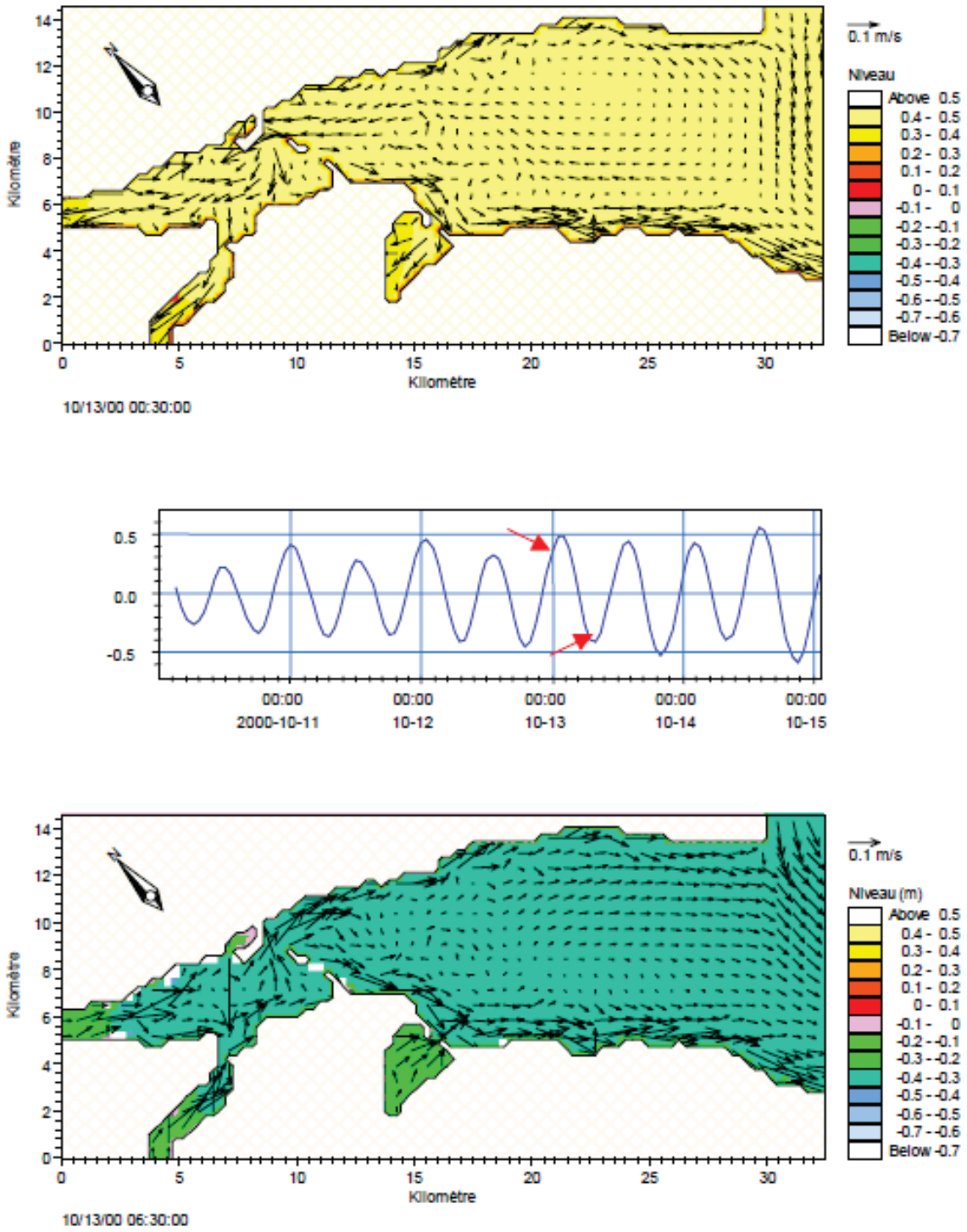


Figure 4.2. Circulation des eaux dans la couche 0-10 m par vent du nord-ouest de 7m/s, une heure avant la marée haute (en haut) et basse (en bas) du 13 octobre 2000 (tirée de Koutitonsky *et al.*, 2001).

Un vent du sud-est aura l'effet inverse sur le patron de circulation des eaux comparativement à un vent du nord-ouest (Figure 4.3). Les courants côtiers sont dirigés vers l'amont et ils persistent même durant la marée abaissante. Une partie des eaux entraînées vers l'amont en surface par les vents rejoignent le courant de retour au centre de la baie au niveau du plateau de la rivière Saint-Jean.

Les divers travaux portant sur le patron de circulation des eaux de surface dans la baie de Gaspé mentionnent également l'influence du courant de Gaspé à l'embouchure de la baie et plus précisément sur la rive nord. Ce courant de densité longe la péninsule gaspésienne depuis l'estuaire du Saint-Laurent et passe exactement à l'embouchure de la baie de Gaspé. Il aurait une influence sur la densité et la circulation des eaux dans la baie de Gaspé (Koutitonsky *et al.,* 2001; Carrière, 1974). Selon Koutitonsky *et al.* (2001) les vitesses de courant sont relativement faibles. Les courants de marée ont des vitesses de l'ordre de 0,1 m/s, excepté à l'embouchure, dans la passe de Sandy Beach et près des embouchures de rivières où les vitesses dépassent 0,2 m/s.

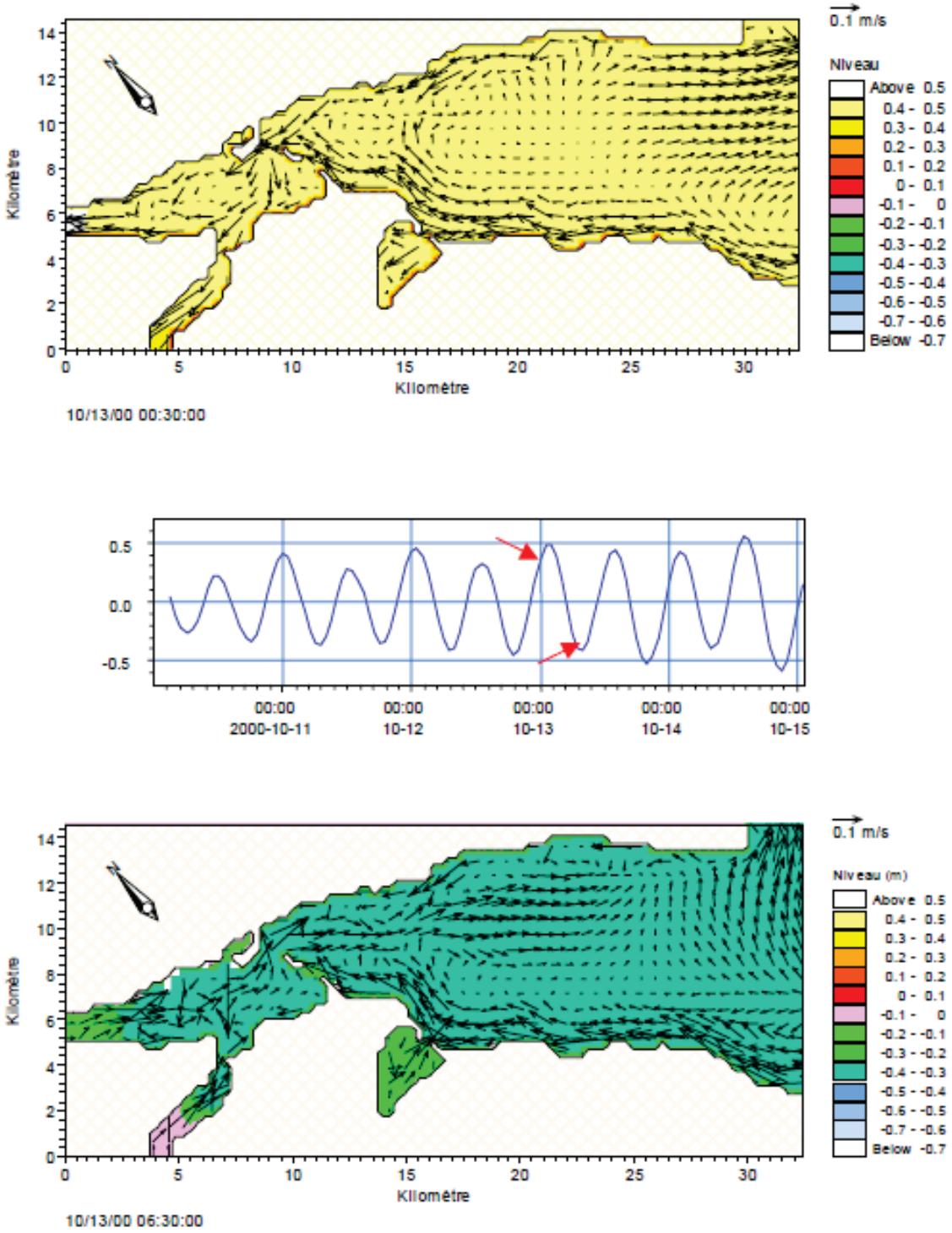


Figure 4.3. Circulation des eaux dans la couche 0-10m, par vent du sud-est de 7m/s, une heure avant la marée haute (en haut) et basse (en bas) du 13 octobre 2000 (tirée de Koutitonsky *et al.*, 2001).

4.2.3 Unité et cellules hydrosédimentaires de la baie de Gaspé

Les unités et les cellules hydrosédimentaires sont de plus en plus utilisées comme cadre de référence spatiale pour la gestion du risque, l'analyse et la mise en œuvre de solutions d'adaptation (SDAGE, 2005; de la Vega-Leinert et Nicholls, 2008; Dawson *et al.,* 2009). Cette approche permet de mieux évaluer si les actions d'aménagement sont appropriées selon la dynamique côtière et qu'elles n'aient pas d'impacts négatifs sur des secteurs avoisinants. L'unité hydrosédimentaire est délimitée par un secteur de côte dans lequel le transit sédimentaire est limité de part et d'autre par des éléments morphologiques qui sont infranchissables (cap rocheux, pointes, rivières à fort débit, fosse bathymétrique). Les unités sont indépendantes du point de vue du transport sédimentaire, c'est-à-dire que toute modification du mouvement de sédiments dans une unité est sans conséquence directe sur les unités voisines. Au sein d'une même unité hydrosédimentaire, on retrouve des cellules qui sont généralement délimitées par des courants côtiers divergents. Du point de vue du transport sédimentaire, les limites des cellules sont perméables, c'est-à-dire qu'une cellule peut recevoir ou perdre des sédiments au profit des cellules adjacentes selon les changements dans les conditions météo-marines.

La presqu'île de Penouille est comprise dans une vaste unité hydrosédimentaire qui comprend toute la baie de Gaspé du Cap Gaspé à la Pointe Saint-Pierre (Figure 4.4). Bien que les patrons de circulation des eaux de surface soient importants dans la compréhension des caractéristiques hydrodynamiques d'un système complexe tel que celui de la baie de Gaspé, la direction du courant de dérive littorale permet de mieux comprendre l'établissement des formes d'accumulation observées. Le terme dérive littorale désigne à la fois le courant parallèle à la côte et le déplacement des sédiments causé par ce courant. Ces courants sont principalement générés par la direction des vents et le patron de réfraction des vagues qui est fonction de la bathymétrie. Ils sont à l'origine des principales formes d'accumulation granulaire. C'est par des vents forts qu'ils sont particulièrement efficaces pour transporter les matériaux meubles le long du littoral. Dans la baie de Gaspé, les courants de dérive littorale se dirigent principalement vers l'amont (Figure 4.4), comme en témoignent les formes arquées vers l'ouest des flèches de Penouille et de Sandy Beach. Dans le havre de Gaspé, le sens de la dérive littorale est plus complexe. La direction est influencée par les rivières York et Dartmouth. Le sens des courants de dérive à proximité de la presqu'île de Penouille est également complexe (Figure 4.5). La cellule de

Penouille, délimitée en aval par la pointe rocheuse du Gros cap aux Os et en amont par le ruisseau des Atocas, correspond à un compartiment côtier ayant un fonctionnement relativement autonome par rapport aux compartiments voisins. Elle semble être influencée d'une part par les vents dominants du nord-ouest engendrant un courant de dérive principale vers le sud sur le littoral nord-sud et un courant de dérive secondaire vers l'est sur le littoral est-ouest. Lors de vents de tempête du sud-est, le sens de la dérive littorale principale s'effectue vers le nord sur le littoral orienté nord-sud et vers l'ouest sur le littoral est-ouest.

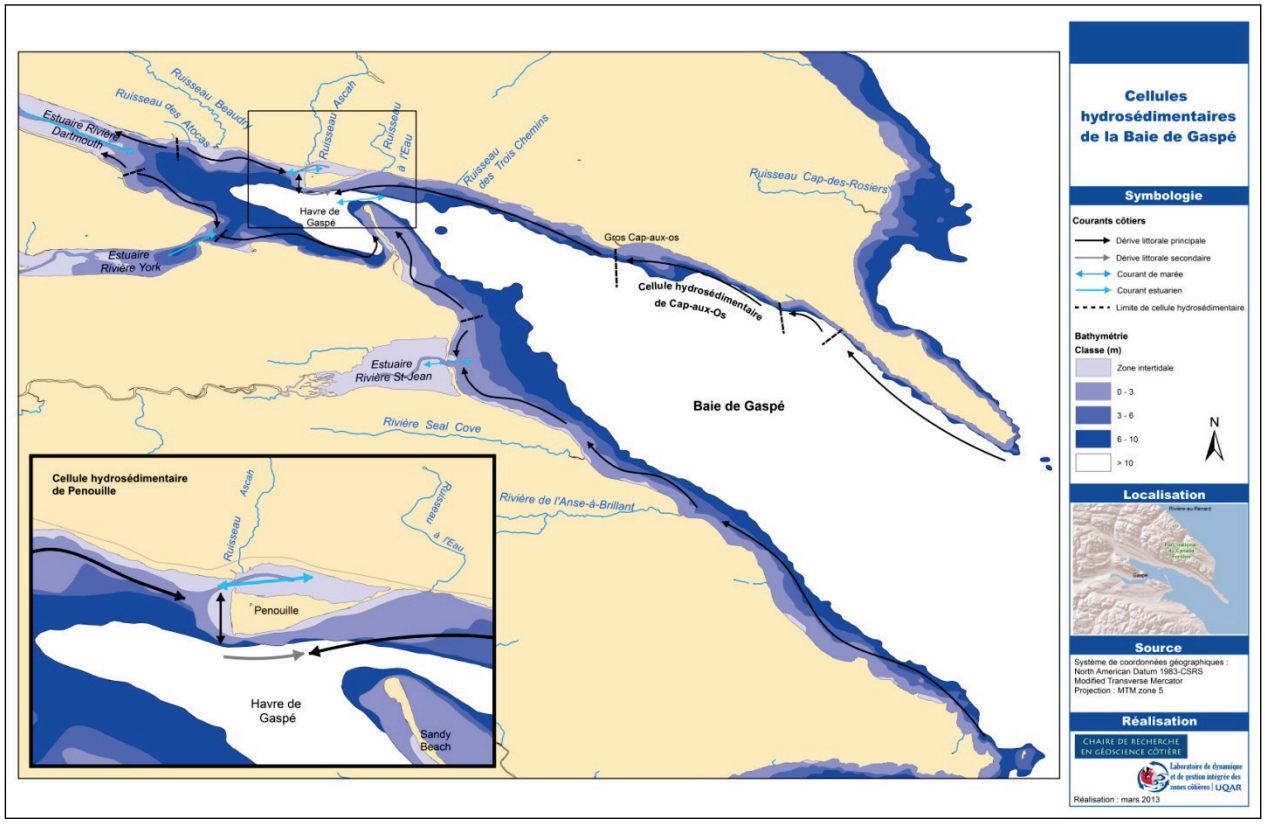


Figure 4.4. Cellules hydrosédimentaires et direction des courants côtiers dans la baie et le havre de Gaspé.

Figure 4.5. Dérive littorale et localisation des sources sédimentaires dans la cellule de Penouille.

4.2.4 Sources sédimentaires

Afin de déterminer les sources de sédiment formant la structure sédimentaire de Penouille, des analyses granulométriques et géochimiques ont été réalisées. Parmi les échantillons provenant de la plage de Penouille, 56 échantillons prélevés en juin 2010 et 52 en décembre 2010 ont fait l'objet d'analyse granulométrique (Figure 4.6). Les échantillons analysés correspondent aux sédiments en surface provenant plus précisément du haut estran et des cordons sableux du bas estran localisés le long de 17 profils de plage. Un analyseur de taille des particules par diffraction laser, Beckman-Coulter LS 13320 a été utilisé pour les mesures granulométriques. L'avantage de cet appareil est le large éventail de classes granulométriques qu'il peut recouvrir (Tableau 4.3). Les résultats ont été synthétisés à l'aide de *Gradistat v.4* (Blott et Pye, 2001)

Tableau 4.3. Terminologie associée à la taille granulométrique des sédiments (tiré de Blott et Pye, 2001).

Grain size		Descriptive terminology			
phi	mm/μm	Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program	
			Very large boulders		
−11	2048 mm				
			Large boulders	Very large	
−10	1024				
			Medium boulders	Large	
−9	512	Cobbles			
			Small boulders	Medium	Boulders
−8	256				
			Large cobbles	Small	
−7	128				
			Small cobbles	Very small	
−6	64				
			Very coarse pebbles	Very coarse	
−5	32				
			Coarse pebbles	Coarse	
−4	16	Pebbles			
			Medium pebbles	Medium	Gravel
−3	8				
			Fine pebbles	Fine	
−2	4				
		Granules	Very fine pebbles	Very fine	
−1	2				
		Very coarse sand	Very coarse sand	Very coarse	
0	1				
		Coarse sand	Coarse sand	Coarse	
1	500 μm				
		Medium sand	Medium sand	Medium	Sand
2	250				
		Fine sand	Fine sand	Fine	
3	125				
		Very fine sand	Very fine sand	Very fine	
4	63				
			Very coarse silt	Very coarse	
5	31				
			Coarse silt	Coarse	
6	16	Silt			
			Medium silt	Medium	Silt
7	8				
			Fine silt	Fine	
8	4				
			Very fine silt	Very fine	
9	2	Clay			
			Clay	Clay	

Des échantillons provenant du bassin versant de la rivière Ascah, des cordons sableux de bas estran, ainsi que des falaises et des formations géologiques adjacentes à la presqu'île de Penouille ont été prélevés en juillet 2011 afin de comparer leur composition élémentaire à celle des sédiments de la plage de penouille (Figure 4.7). En tout, 61 échantillons ont été prélevés et analysés, dont 19 provenant de la plage et des cordons de bas estran. L'analyse est basée sur la spectrométrie de fluorescence X. Le principe de cette méthode physique d'analyse repose sur la mesure de la fluorescence, c'est-à-dire de l'énergie et de l'intensité des rayons X réémis par des échantillons soumis à une excitation (bombardement par des rayons X). L'appareil utilisé est le le XRF Innov-X Alpha du laboratoire de paléomagnétisme sédimentaire et géologie marine de l'Institut des Sciences de la Mer, à l'Université du Québec à Rimouski (ISMER-UQAR). Parmi

les 21 éléments chimiques que permet d'analyser le XRF utilisé, 12 d'entre eux présentaient des résultats satisfaisants (erreur inférieure à 25 %). Les éléments retenus sont : Ti; Cr; Mn; Fe; Ni; Zn; As; Rb; Sr; Zr; Mo et Ba. Par la suite, des analyses en composantes principales ont été réalisées avec les éléments qui répondent aux critères pour ce type d'analyse soit : Fe, Sr, Rb, Zr et Zn.

Les principaux apports sédimentaires ont été attribués aux falaises en érosion et aux cours d'eau (C.R.E.M., 1978; Allard et Tremblay, 1981; CSSA Consultants Ltée, 1992) et doivent donc être replacés au sein de la cellule hydrosédimentaire de Penouille pour identifier les sources sédimentaires qui peuvent l'alimenter.

Comme nous allons le voir au chapitre 6, la falaise localisée au à l'est de Penouille a reculé à une vitesse moyenne de -0,08 m/an entre 1970 et 2008. Le rythme de recul a toutefois été deux fois plus élevé entre 2001 et 2008 avec une vitesse moyenne de -0,17 m/an. Le recul moyen entre 1970 et 2008 correspond donc à un apport sédimentaire à la zone côtière d'environ 752 200 m^3, ce qui représente la principale source sédimentaire alimentant les cordons sableux et le littoral de Penouille. On retrouve aussi au sommet de la falaise un dépôt de sable et gravier, généralement de faible épaisseur (< 1m), et par endroit un diamicton glaciaire (Argus Groupe-Conseil inc, 1992; Veillette et Cloutier, 1993). Avec le recul de la falaise, les matériaux peuvent aussi contribuer aux apports sédimentaires de la zone côtière. Le recul s'effectue principalement par l'effondrement de blocs dont la dimension est déterminée par les réseaux de diaclases. Les observations que nous avons effectuées indiquent que les vagues réduisent assez rapidement les blocs en une taille inférieure capable d'être mobilisée ensuite par la dérive littorale. Les analyses sédimentologiques que nous avons réalisées sur des échantillons provenant de la plage et le bas estran indiquent que les sédiments sont généralement bien triés et correspondent à un sable moyen (entre 0,25 et 0,5 mm) avec localement un sable grossier (entre 0,5 et 1 mm) (Figure 4.6). Ces résultats concordent avec les travaux antérieurs (C.R.E.M., 1978 cité par CSSA Consultants, 1992). Le sable grossier se retrouve généralement à la flexure de la plage qui délimite le haut et le bas estran. La proportion de sable fin est généralement un peu plus importante sur le bas estran (Figures 4.8 et 4.9). Les résultats montrent aussi qu'il n'y a pas de variabilité saisonnière significative dans la taille des sédiments, tel que démontré entre juin et décembre 2010 sur les figures 4.8 et 4.9. La taille granulométrique des sédiments de la zone intertidale concorde bien avec la nature géologique de la falaise qui est composée principalement de grès fin à grossier.

La composition géologique des sédiments de la plage est représentée majoritairement par du quartz arrondi (85 %) et dans une moindre mesure par de la roche volcanique (5 %), des fragments de schiste argileux semi-anguleux (4 %) et des minéraux ferromagnésiens (3 %) (C.R.E.M., 1978 cité par CSSA Consultants, 1992). Ces éléments correspondent au matériel qui se retrouve dans la formation rocheuse de Battery Point, formation présente sur les deux rives de la baie de Gaspé et qui est principalement constituée de grès intercalé de conglomérats et de schistes. Les analyses géochimiques que nous avons effectuées montrent que les sédiments prélevés dans l'unité sommitale de Penouille et sur les cordons sableux de bas estran et les échantillons provenant de la falaise appartiennent à la même famille géochimique (Figure 4.10). Ces résultats semblent aussi confirmer la contribution significative des sédiments provenant de l'érosion des falaises. On constate aussi que les échantillons provenant des alluvions du ruisseau Ascah et des formations géologiques bordant le ruisseau Ascah présentent des similitudes avec certains échantillons provenant de la falaise. Ces résultats ne sont toutefois pas surprenants puisque les cours d'eau qui se jettent dans la baie de Gaspé ont incisé la formation de Battery Point qui forme le littoral actuel.

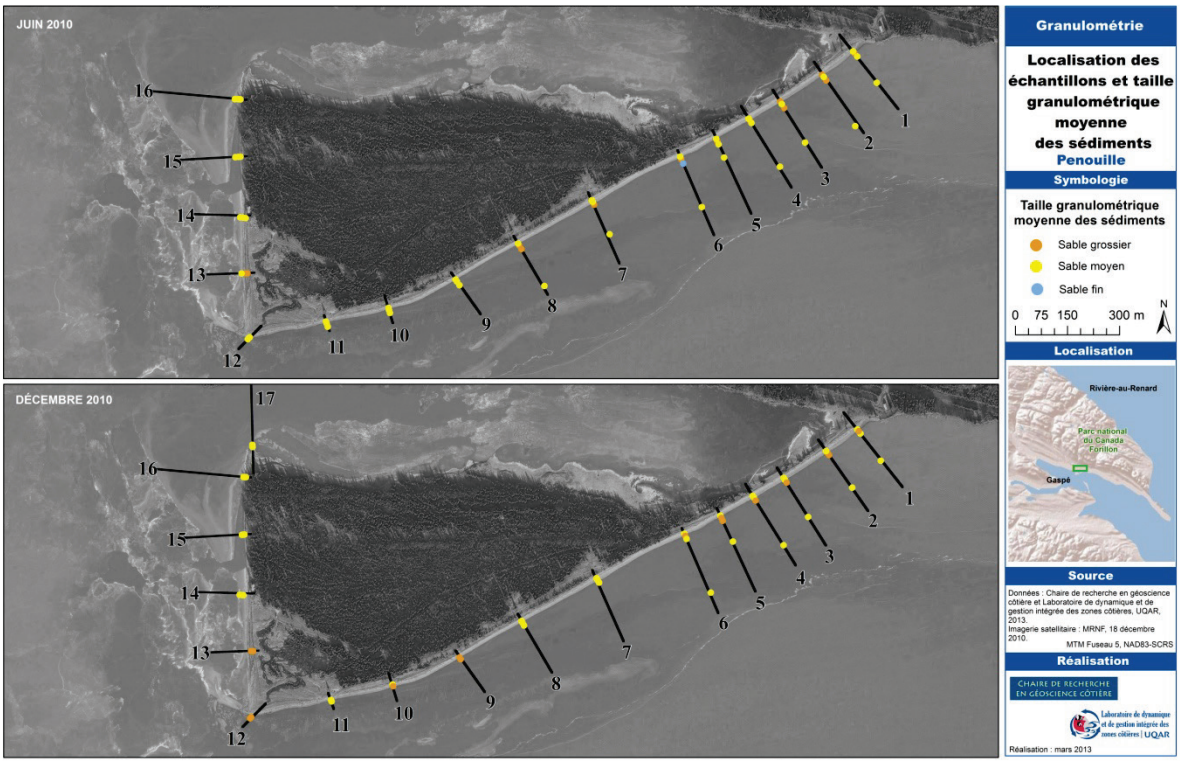


Figure 4.6. Localisation et taille granulométrique moyenne des échantillons de sédiments prélevés sur le haut et le bas estran en juin et décembre 2010.

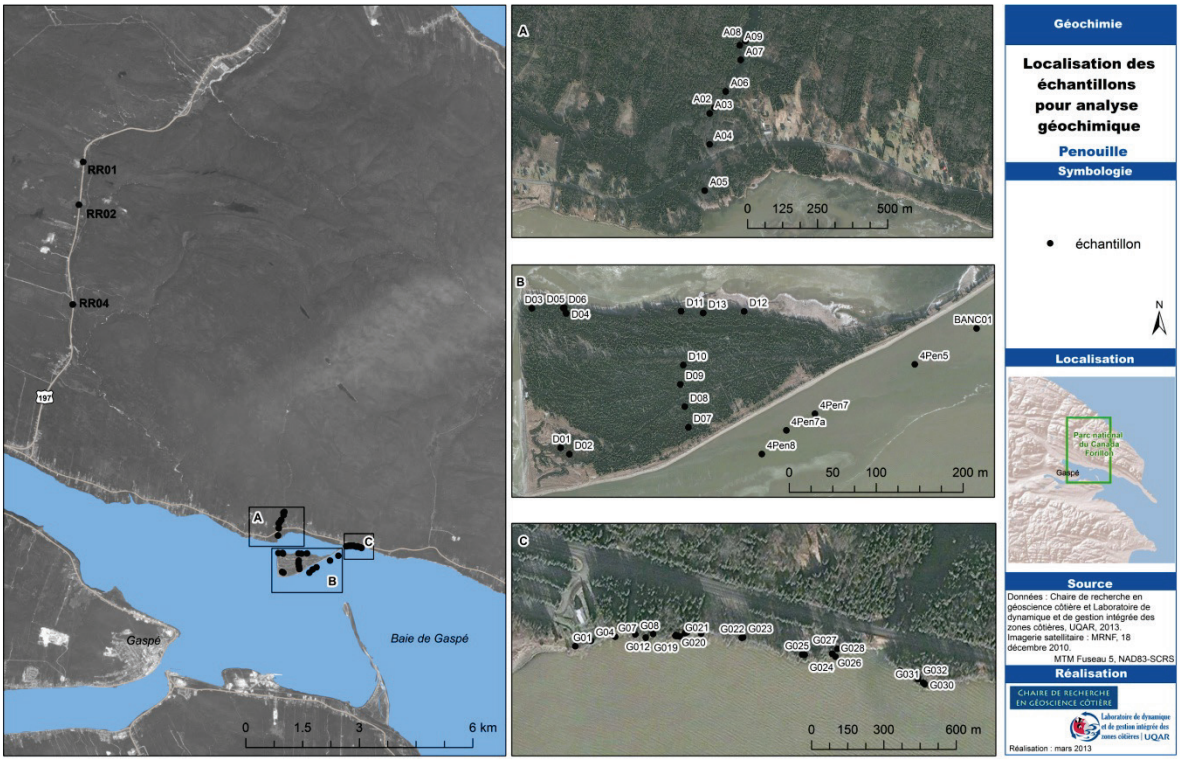


Figure 4.7. Localisation des échantillons prélevés en juillet 2011 pour analyse géochimique.

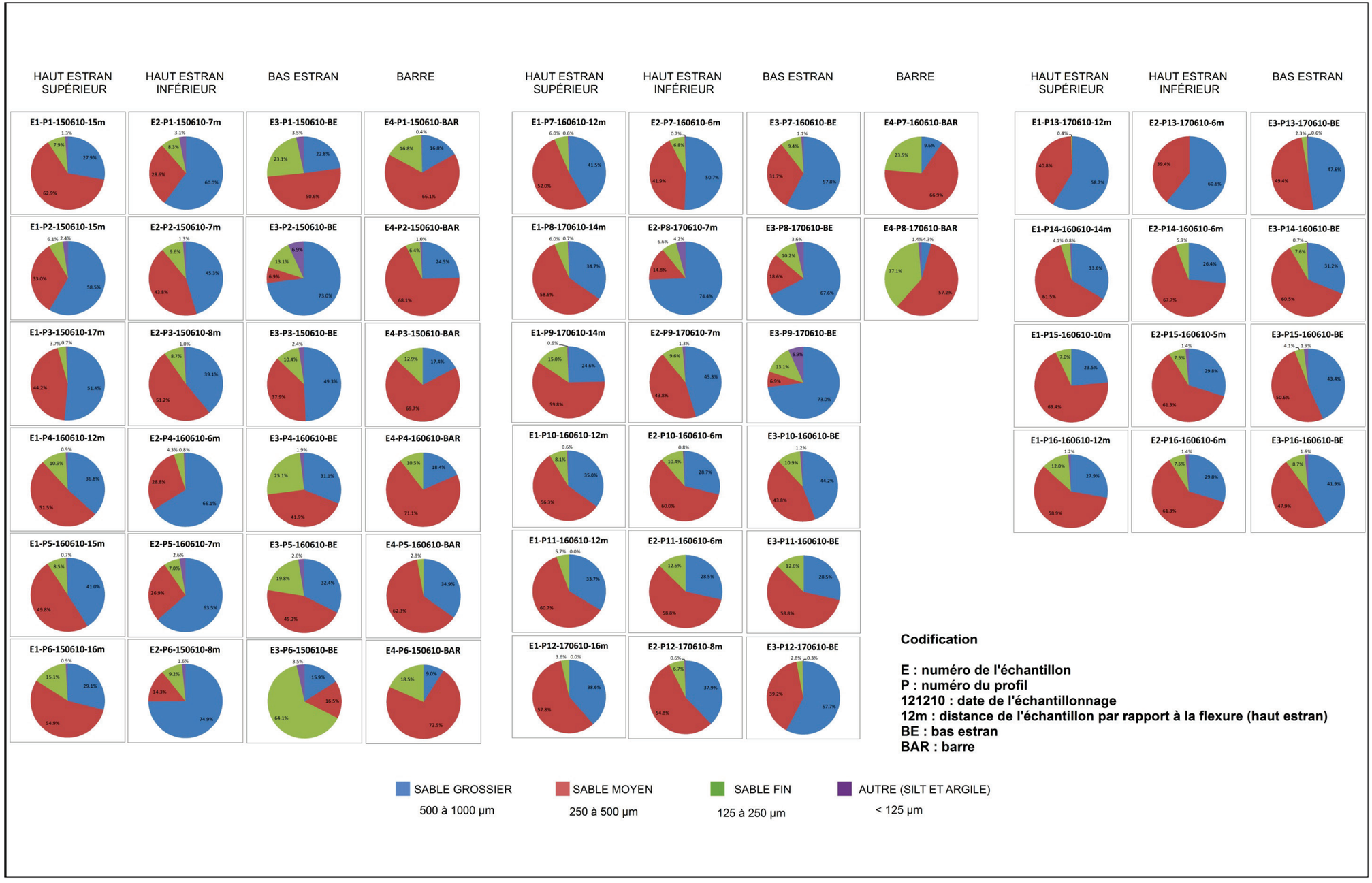


Figure 4.8. Proportion des différentes classes granulométriques des échantillons de haut et du bas estran et des cordons de bas estran : juin 2010.

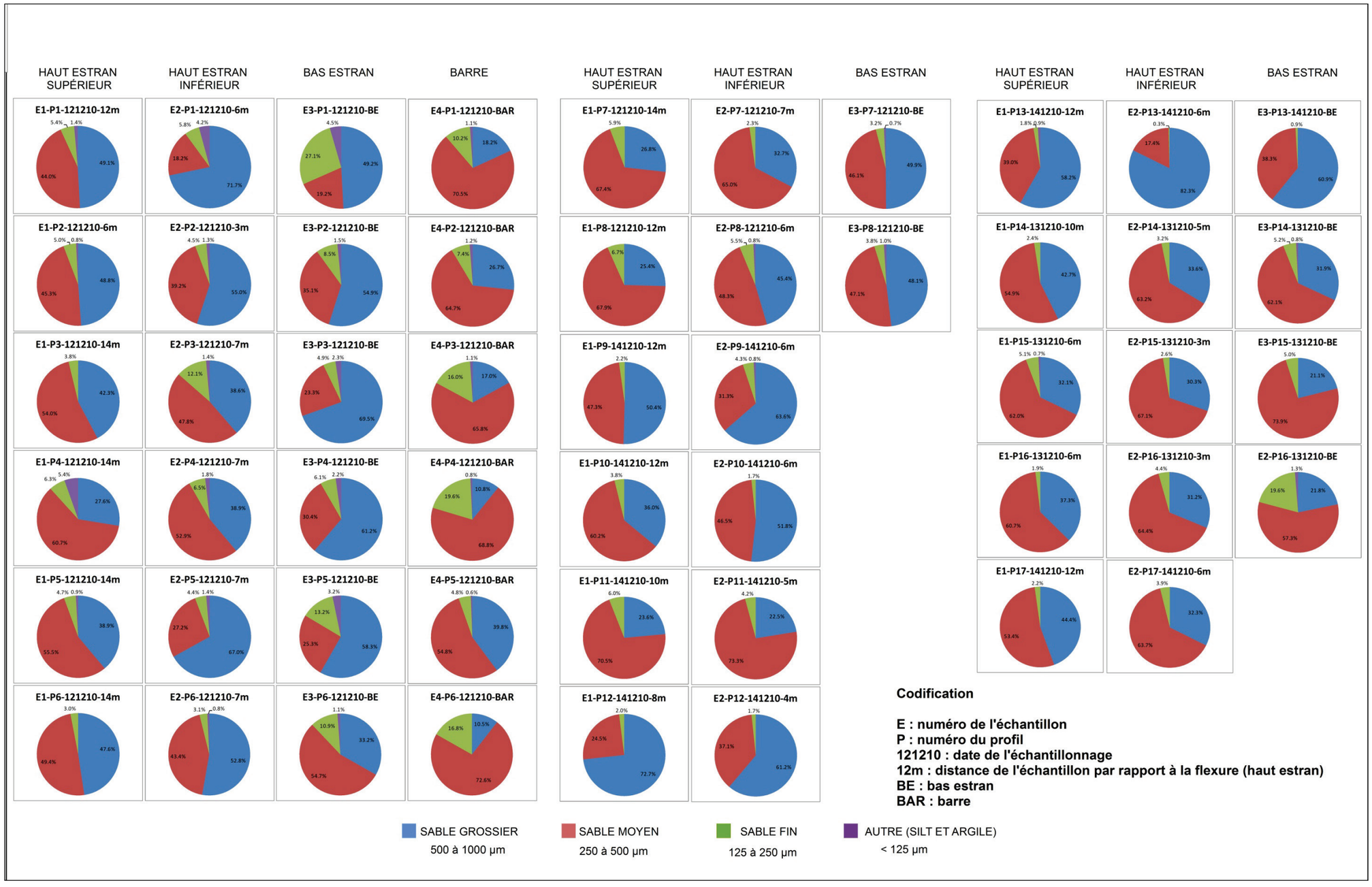


Figure 4.9. Proportion des différentes classes granulométriques des échantillons de haut et du bas estran et des cordons de bas estran : décembre 2010.

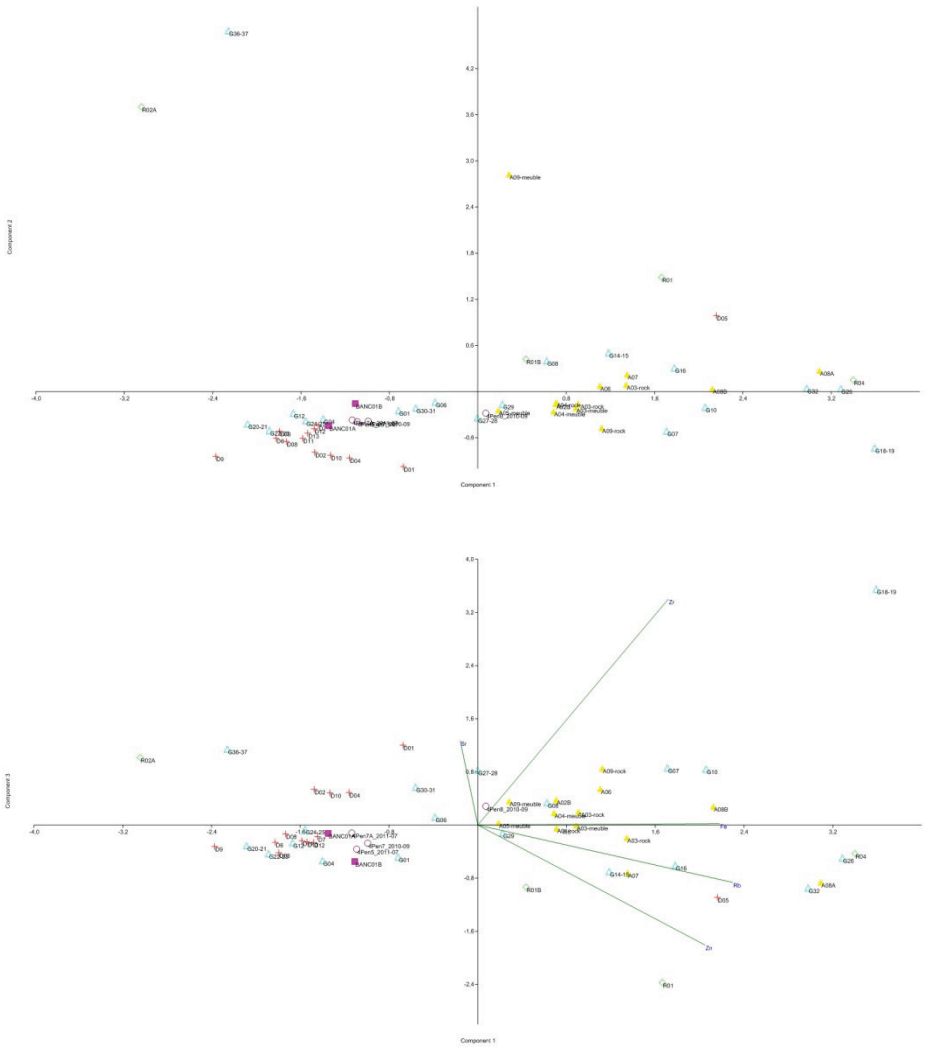


Figure 4.10. Caractéristiques géochimiques des échantillons prélevés en juillet 2011.

Plusieurs éléments permettent de croire que les zones intertidale et prélittorale peu profondes alimentent aussi en sédiments la presqu'île de Penouille. Cette dernière repose sur un delta dont la partie supérieure s'est édifiée au cours de l'Holocène supérieur. Ce delta prend la configuration d'un important cône qui ceinture la presqu'île de Penouille jusqu'à l'embouchure du ruisseau à l'Eau (Figure 4.11). On observe aussi dans la zone prélittorale entre le ruisseau à l'Eau et le ruisseau des Trois Chemins, des formes d'accumulation ressemblant parfois à des lobes deltaïques. L'ensemble de ces hauts fonds engendre le déferlement des vagues à l'approche de la côte dû à la réfraction. Cette perte d'énergie peut alors entraîner l'accumulation des sédiments en transit (Fox *et al.,* 1995). Les cordons de bas estran et les barres d'avant côte sont

donc possiblement alimentés en partie par le remaniement des sédiments holocènes. L'analyse des profils altitudinaux de la zone intertidale et prélittorale peu profonde montre que les cordons de bas estran alimentent la plage actuelle et qu'ils sont à leur tour alimentés par des barres sableuses localisées dans la zone prélittorale peu profonde (voir section 4.4.3). Le delta actuel du ruisseau Beaudry est aussi une source sédimentaire non négligeable. Dans ce secteur, la dérive littorale principale transporte les sédiments en direction de la presqu'île de Penouille. La falaise en érosion dans ce secteur vient aussi alimenter la cellule de Penouille.

La presqu'île de Penouille bénéficie donc d'apports sédimentaires provenant d'une dérive littorale convergente. En raison du patron de réfraction des vagues, le transit est tout de même prédominant en provenance de l'est. Les secteurs en aval du transit sédimentaire constituent des zones d'accumulation. On observe le même phénomène dans le secteur en aval de Cap-aux-Os. Selon le patron général et en fonction des dérives littorales actuelles, il nous paraît peu probable, ou du moins dans une très faible mesure, que le sable provienne des rivières Dartmouth et York. Cette hypothèse avait aussi été écartée dans une étude antérieure (C.R.E.M., 1978 cité par CSSA Consultants Ltée, 1992). De plus, les courants et la profondeur du chenal ne permettent pas au sable de transiter de part et d'autre de la baie entre les flèches de Sandy Beach et de Penouille.

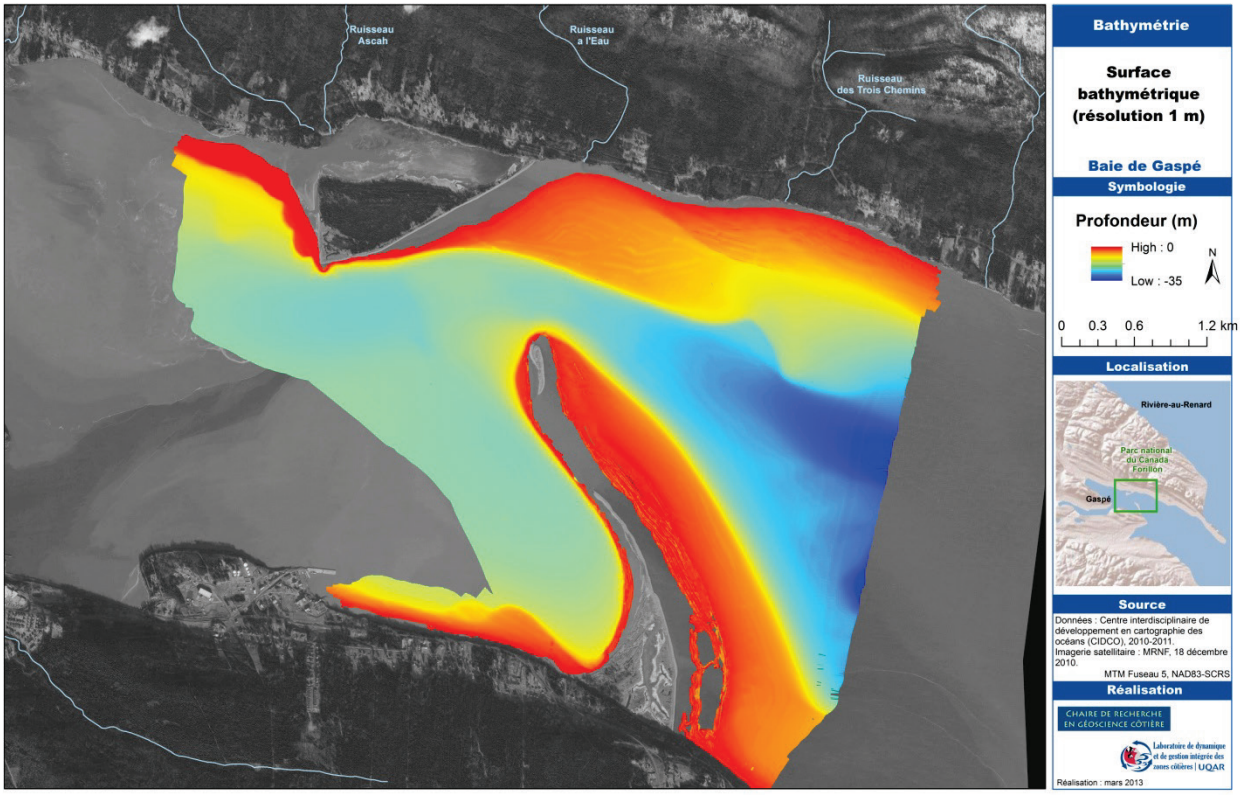


Figure 4.11. Bathymétrie en bordure de la presqu'île de Penouille et de Sandy Beach.

Enfin, les caractéristiques bathymétriques et granulométriques sont distinctes entre le havre et la baie de Gaspé (fig. 4.11 et 4.12). À l'exception des chenaux de la rivière York et Dartmouth, le havre de Gaspé à une topographie graduelle. Le fond est constitué d'alluvions des rivières. On retrouve principalement du sable et un silt vaseux dans les zones plus profondes. Entre la presqu'île de Penouille et la barre sableuse de Sandy Beach la profondeur peut atteindre 20 m sur une largeur d'environ 500 m. La baie de Gaspé contient quant à elle une topographie plus variable. La rive sud de la baie est caractérisée par des profondeurs plus faibles que celles de la rive nord. Sur la rive sud, la présence d'un plateau d'environ 20 m de profondeur s'étend de l'embouchure de la rivière Saint-Jean vers le large (Koutitonsky *et al.,* 2001). À cet endroit, le fond est constitué principalement de sable et de gravier. Le sable est aussi prédominant sur la bordure sud et sud-est de la presqu'île de Penouille et en bordure de Sandy Beach. Au centre de la baie, où l'on retrouve des profondeurs pouvant atteindre 100 m, on note la présence de silt et d'argile.

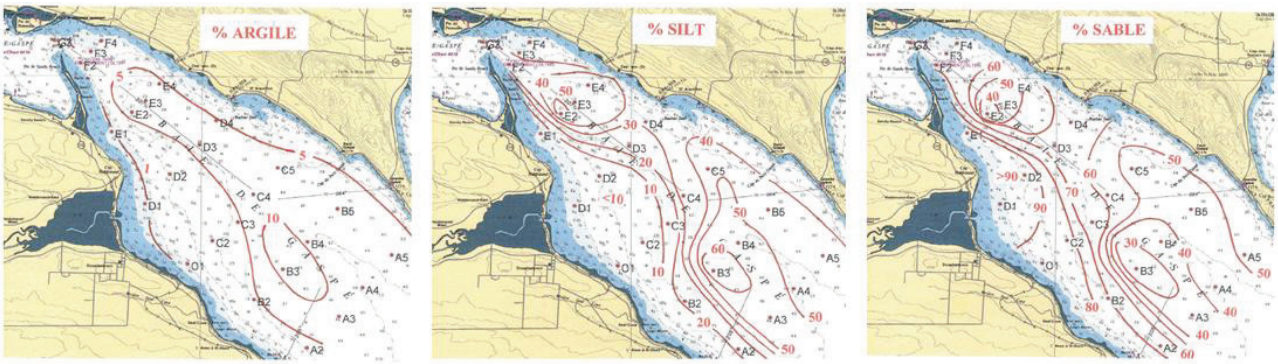


Figure 4.12. Caractéristiques granulométriques de la baie de Gaspé (tirée de Koutitonsky *et al.*, 2001).

4.3 *Caractérisation côtière de la presqu'île de Penouille*

4.3.1 Type et état de la côte

La presqu'île de Penouille forme une vaste flèche littorale qui ferme partiellement une lagune dans laquelle la sédimentation de particules fines en eau relativement calme a permis l'édification d'un marais maritime. Le littoral est caractérisé par quatre types de côte (Figure 4.13). Au nord-ouest de la presqu'île, on retrouve une falaise rocheuse d'une hauteur moyenne variant entre 5 et 10 m qui est entrecoupée de deux courts segments de terrasse de plage. Au fond de la baie, le marais maritime longe la falaise et la presqu'île de Penouille. Au point d'ancrage de la presqu'île, une falaise rocheuse d'une hauteur moyenne de 12 m est présente. La présence de blocs déversés anthropiques à la base de la falaise indique qu'elle était en érosion.

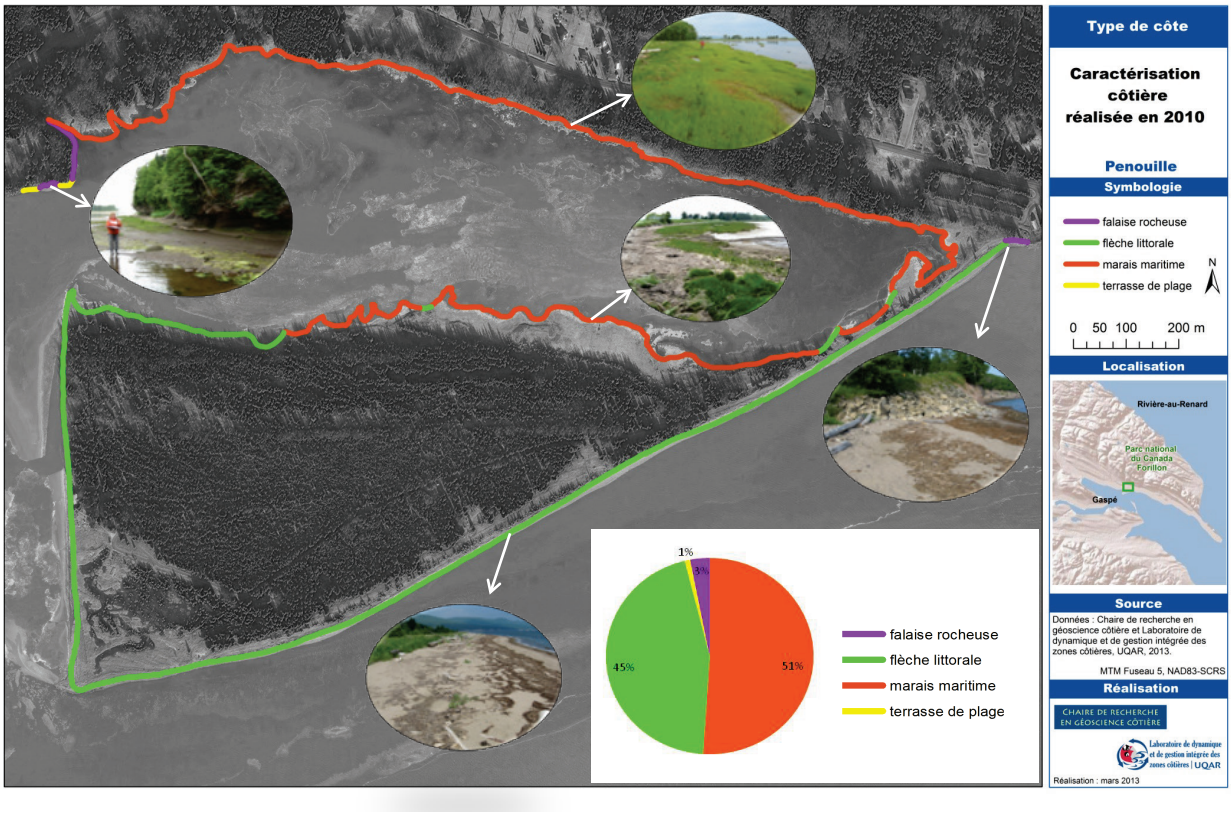


Figure 4.13. Caractérisation côtière de la presqu'île de Penouille réalisée en juillet 2010.

Les relevés sur le terrain réalisés à l'été 2010 ont permis de déterminer l'état de la côte (Figure 4.14). La majeure partie du littoral est stable (60 %), c'est-à-dire que la côte est végétalisée et ne présente aucun signe d'érosion. Ces segments se retrouvent principalement à l'intérieur de la presqu'île de Penouille, secteur abrité des processus marins comme les vagues de tempête. Le littoral orienté est-ouest montre quant à lui une plus grande variabilité de l'état de la côte. Il comprend une alternance de segments côtiers actifs, semi-végétalisés et stables. Plus de 700 m de la côte est active, c'est-à-dire que l'on y observe la présence d'une microfalaise non végétalisée sur laquelle on enregistre des reculs. Un petit segment de falaise vis-à-vis le chemin d'accès est stabilisé par des blocs déversés. Finalement, plus de 250 m du littoral présente une microfalaise semi-végétalisée. La façade littorale orientée nord-sud montre également une variabilité de l'état de la côte. Près de 550 m de segments côtiers sont actifs. On peut observer une alternance de microfalaises et de basses falaises vives. Finalement, près de 230 m de segments côtiers sont stables ou semi-végétalisés.

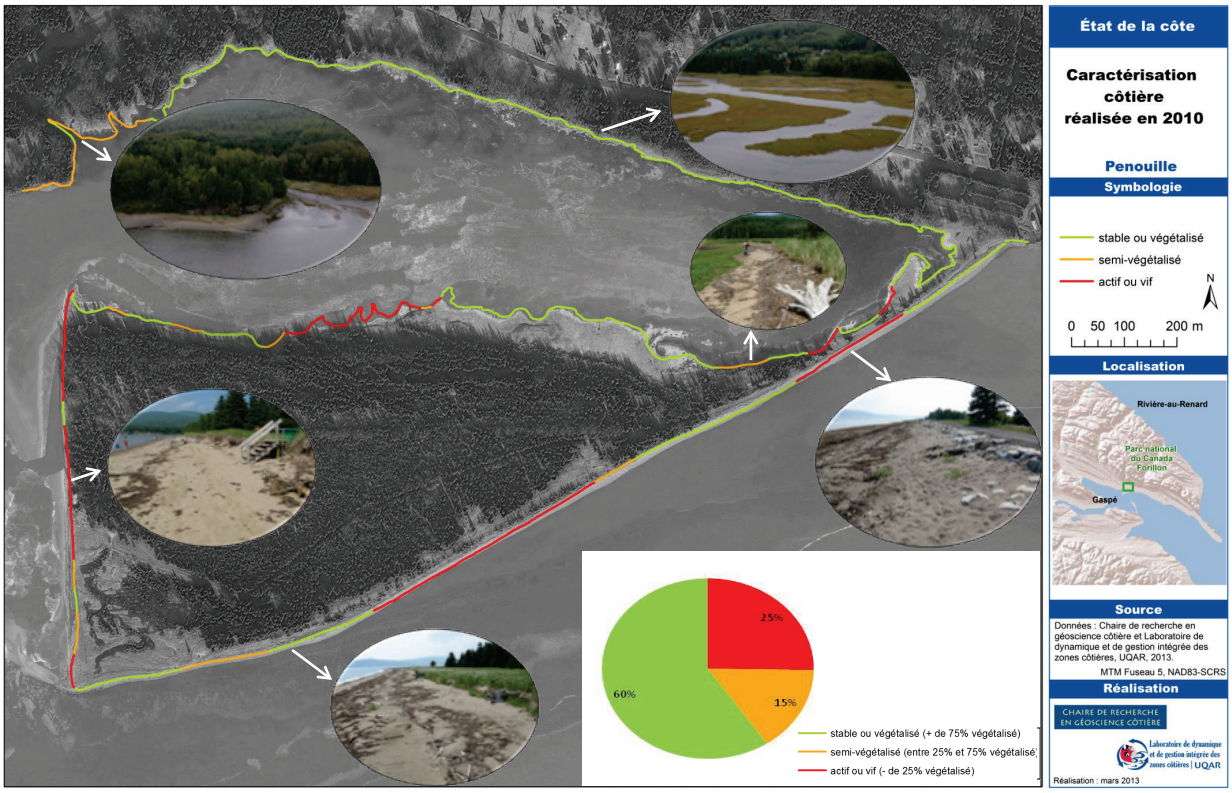


Figure 4.14. État de la côte de la presqu'île de Penouille en date de juillet 2010.

4.4 *Évolution historique de la presqu'île de Penouille*

4.4.1 Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010

L'évolution de la ligne de rivage a été réalisée à partir de huit périodes entre 1948 et 2010 (1948-1970, 1970-1979, 1979-1986, 1986-1993, 1993-2001, 2001-2008, 2008-2010 et 1948-2010) (Figure 4.15). La méthodologie associée est présentée dans le rapport méthodologique remis au PNCF (Bernatchez *et al.,* 2011). Sur la base des classes d'évolution déterminées à partir des valeurs mesurées pour les flèches littorales de la péninsule gaspésienne, les résultats montrent que la presqu'île de Penouille a connu des reculs et des avancées de faible ampleur au cours des 62 dernières années (Figure 4.15). Dans ce type de côte, il n'est pas surprenant de retrouver des taux d'érosion supérieurs à 1,5 m/an. L'analyse de l'évolution de la ligne de rivage de Sandy Beach pour la même période témoigne de l'intensité de l'érosion que peuvent connaître les côtes à flèches littorales (Figure 4.16; voir aussi annexe I).

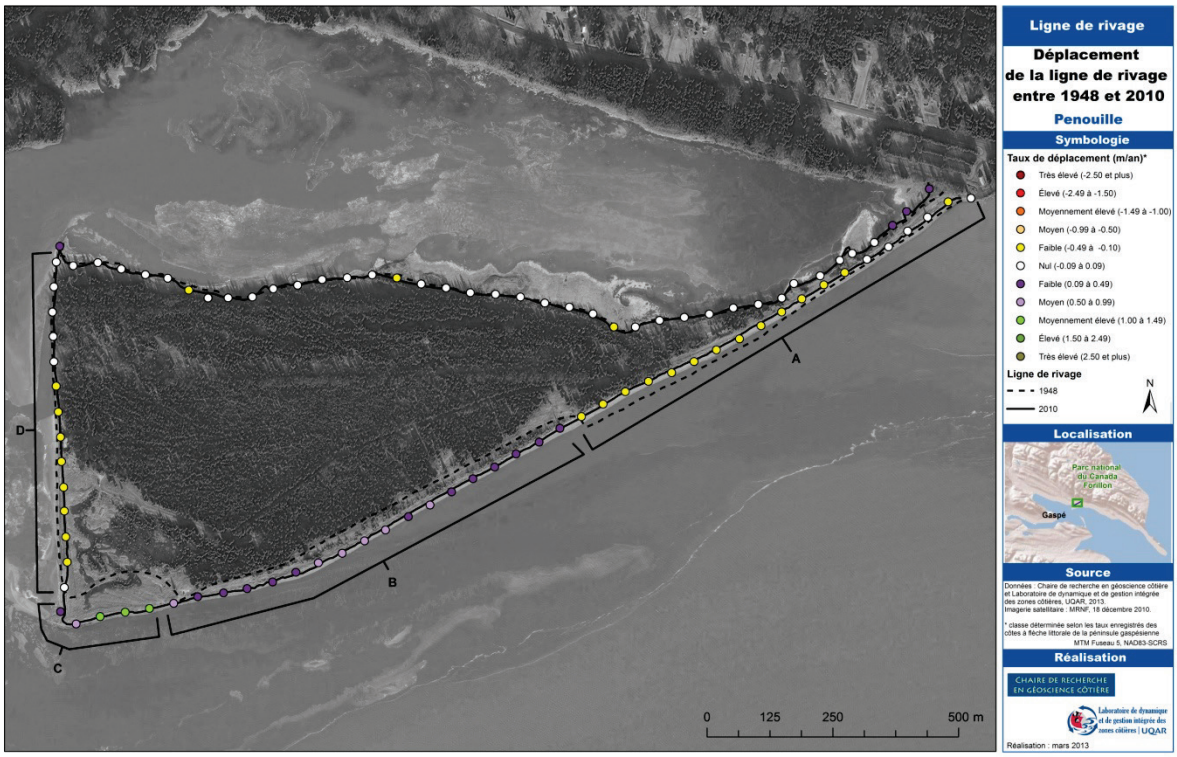


Figure 4.15. Évolution de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille entre 1948 et 2010.

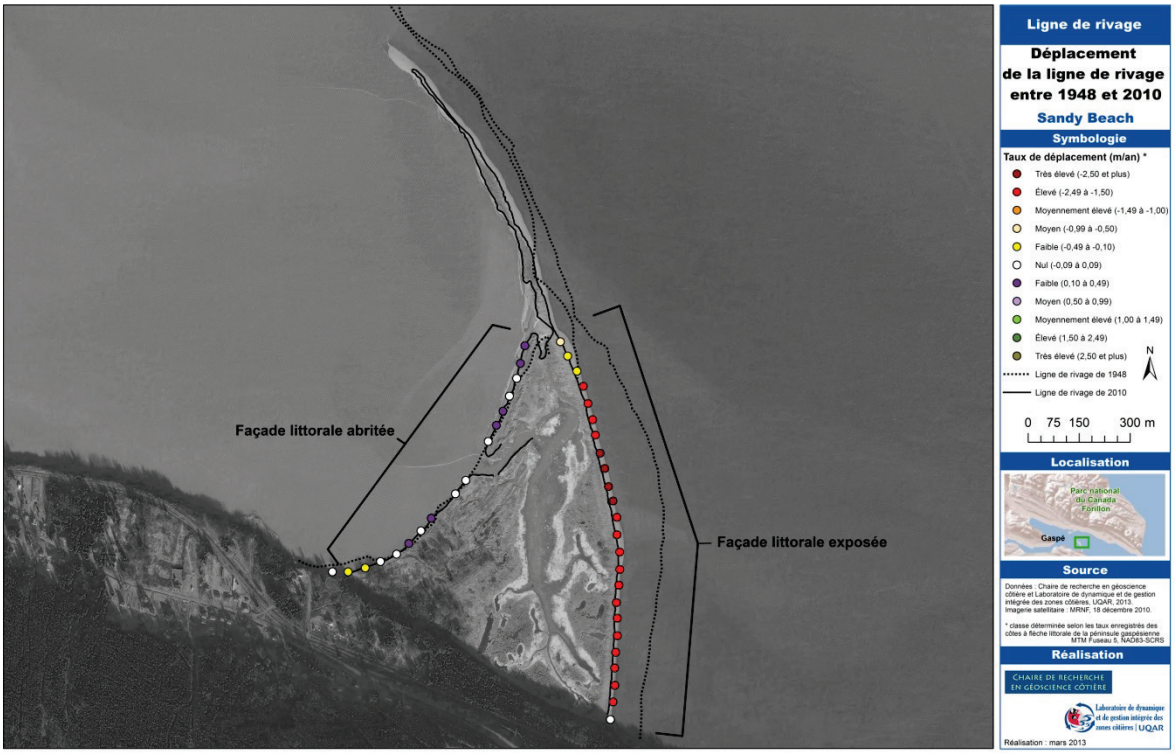


Figure 4.16. Évolution de la ligne de rivage de Sandy Beach entre 1948 et 2010.

La moyenne globale du taux de déplacement de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille indique un bilan positif, mais non significatif, pour la période analysée (avancée 0,07 m/an) comparativement à Sandy Beach où un bilan négatif est mesuré pour la même période analysée (recul 1,07 m/an) (Figure 4.17).

Bien qu'une stabilité semble être observée pour la presqu'île de Penouille, il existe des variations spatiales et temporelles entre les périodes analysées (Figures. 4.17A et 4.18). Des reculs de faible ampleur ont été enregistrés entre 1979 et 1986 (-0,24 m/an) et de 2008 à 2010 (-0,29 m/an) et un recul modéré a été enregistré entre 2001 et 2004 (-0,60 m/an). Bien que le taux moyen de recul est estimé comme étant faible pour la période de 2008 à 2010, c'est durant cette même période que la valeur maximale de recul a été mesurée (Figure 4.17A). Quant aux périodes de 1970 à 1979, de 1986 à 2001 et de 2004 à 2008, une faible avancée a été mesurée dont la valeur maximale a été atteinte entre 2004 et 2008.

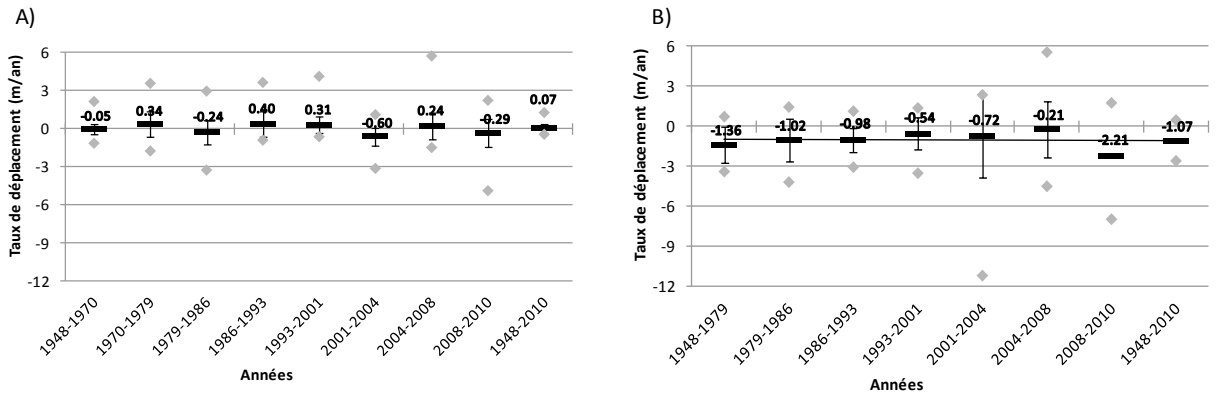


Figure 4.17. Taux de déplacement (m/an) de la ligne de rivage par périodes entre 1948 et 2010 de la presqu'île de Penouille (A) et de Sandy Beach (B).

Les intervalles des photographies aériennes varient entre 2 et 12 ans. Les intervalles plus courts (à partir de 2001 alors que la disponibilité des couvertures aériennes est plus grande), permettent de quantifier l'effet des tempêtes à court terme et les intervalles plus grands donnent un portrait qui inclut le réajustement de la côte suite aux événements. Les intervalles courts (< 5 ans) sont donc très intéressants pour l'analyse des événements ponctuels, mais ne peuvent pas être utilisés afin de projeter l'évolution côtière future.

Comme il a été démontré par les travaux antérieurs, l'évolution côtière de la presqu'île de Penouille est variable spatialement. Deux secteurs considérés plus sensibles à l'érosion côtière avaient déjà été identifiés (CSSA Consultants, 1992; Fox *et al.,* 1995). L'analyse de l'évolution historique nous a permis d'identifier quatre secteurs homogènes selon le niveau d'intensité du taux de déplacement (Figure 4.15). Les secteurs A et D présentent des taux de recul faibles, comparativement aux secteurs B et C, où une avancée variant de faible à modérée a été enregistrée entre 1948 et 2010. Cette variation spatiale se reflète également dans chacune des huit périodes analysées (Figure 4.17 et 4.18), notamment pour les périodes d'avancée les plus intenses. Ces dernières sont survenues entre 1986 et 1993 pour le secteur B (1,59 m/an), entre 1993 et 2001 pour le secteur C (1,77 m/an) et entre 2004 et 2008 pour le secteur A (1,01 m/an) et D (0,23 m/an). Quant aux périodes présentant les reculs les plus intenses, mentionnons celle comprise entre 1979 et 1986 dans le secteur A (-1,47 m/an) et celle comprise entre 2001 à 2004 pour les secteurs B (-0,77 m/an), C (-0,93 m/an) et D (-1,16 m/an).

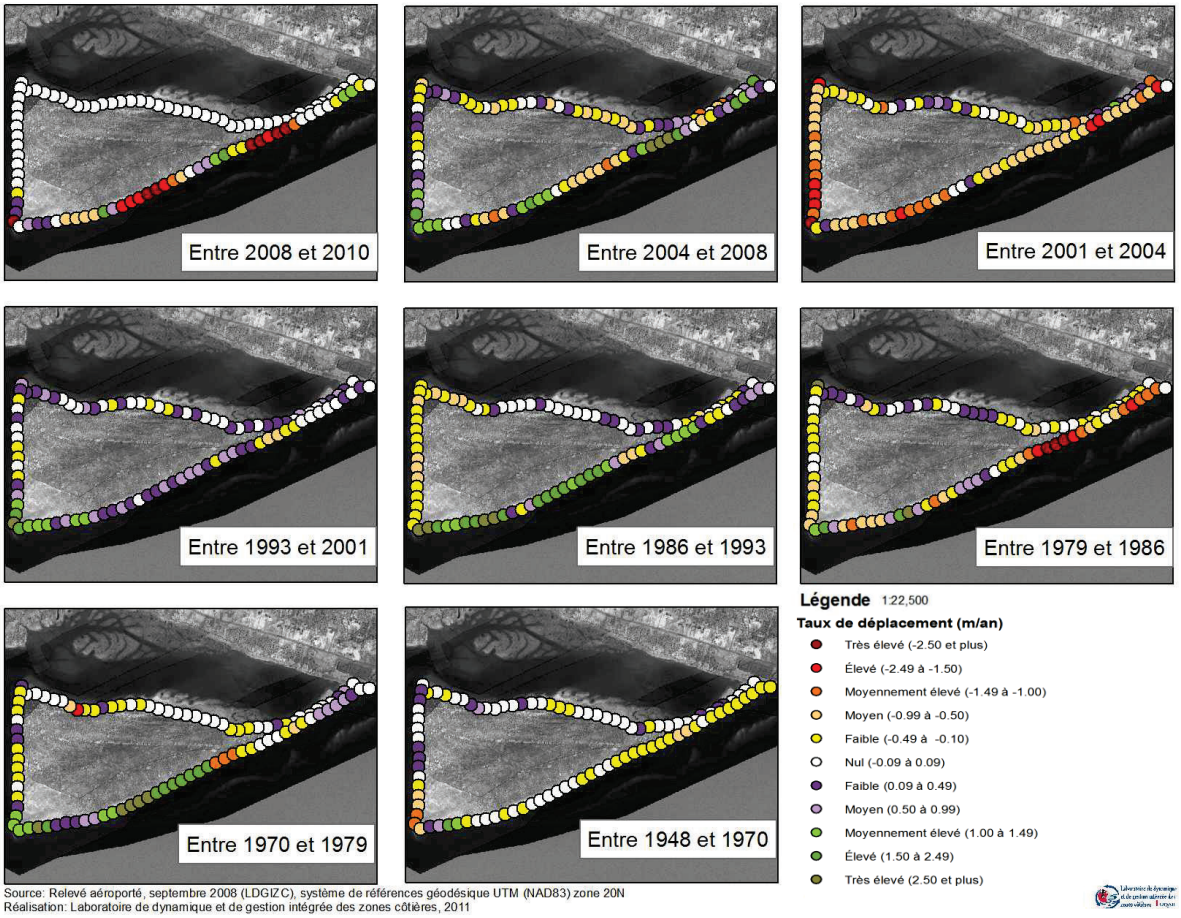


Figure 4.18. Évolution de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille par périodes entre 1948 et 2010.

4.4.2 Évolution de la largeur de la plage entre 1948 et 2008

L'évolution historique de la largeur de la plage sur la presqu'île de Penouille n'avait jamais fait l'objet d'analyse dans les études antérieures. Pourtant, elle constitue un bon indice de la dynamique côtière et du bilan sédimentaire dans un système côtier (Bernatchez *et al.,* 2008; Bernatchez et Fraser, 2012). Lorsqu'une plage s'élargit, ceci indique un apport sédimentaire et en contrepartie, la réduction de la largeur de la plage indique un déficit sédimentaire, qui entraîne souvent le recul subséquent de la ligne de rivage.

L'évolution de la largeur de la plage entre 1948 et 2008 est illustrée à la figure 4.19. Les résultats montrent que la largeur moyenne des plages diminue entre 1948 et 2008, passant de 24,5 à 15,2 m. C'est entre 1948 et 1979 que la largeur moyenne des plages a connu une diminution marquée. Par la suite, on note une stabilité entre 1979 et 2004, puis, en 2008, elle atteint la valeur la plus basse. Tout comme dans l'analyse de l'évolution historique de la ligne de rivage, une variation spatiale de la largeur de la plage est observée dans les quatre secteurs (Figure 4.20). Les secteurs A et B présentent la plus grande variabilité. En effet, après avoir connu une forte réduction de la largeur de la plage entre 1970 et 1979 et atteint un creux en 1993, on observe ensuite une légère augmentation, mais qui se termine en 2008 par la largeur moyenne la plus basse. Le secteur C présente la plus faible variabilité de la largeur moyenne de la plage et présente aussi en moyenne la plage la plus large de l'ensemble de la presqu'île de Penouille. Après avoir connu la plus forte réduction de la largeur de la plage entre 1948 et 1970, celle du secteur C présente une légère diminution pour atteindre la valeur la plus basse en 2008. Le secteur D présente aussi une forte réduction entre 1948 et 1970, ensuite une stabilité entre 1986 et 2001 et finalement une légère augmentation entre 2001 et 2008.

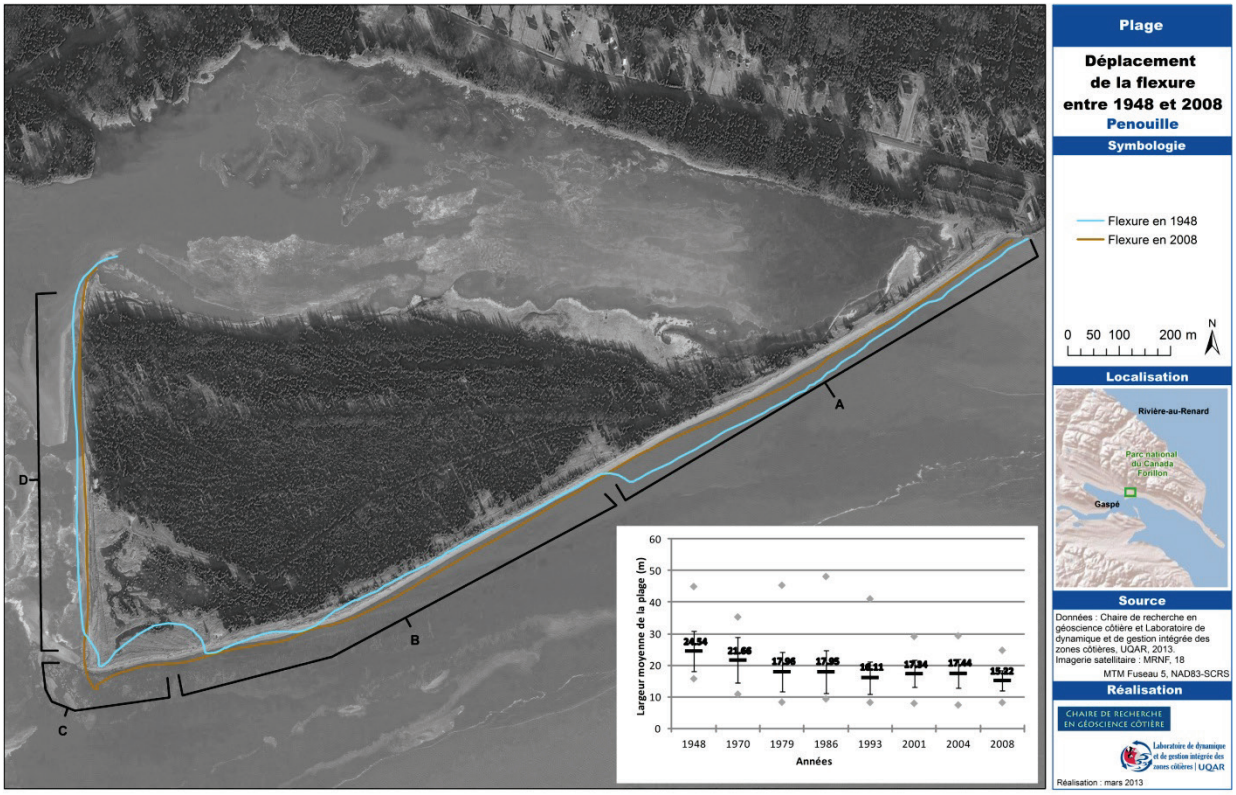


Figure 4.19. Évolution de la largeur de la plage de la presqu'île de Penouille entre 1948 et 2008.

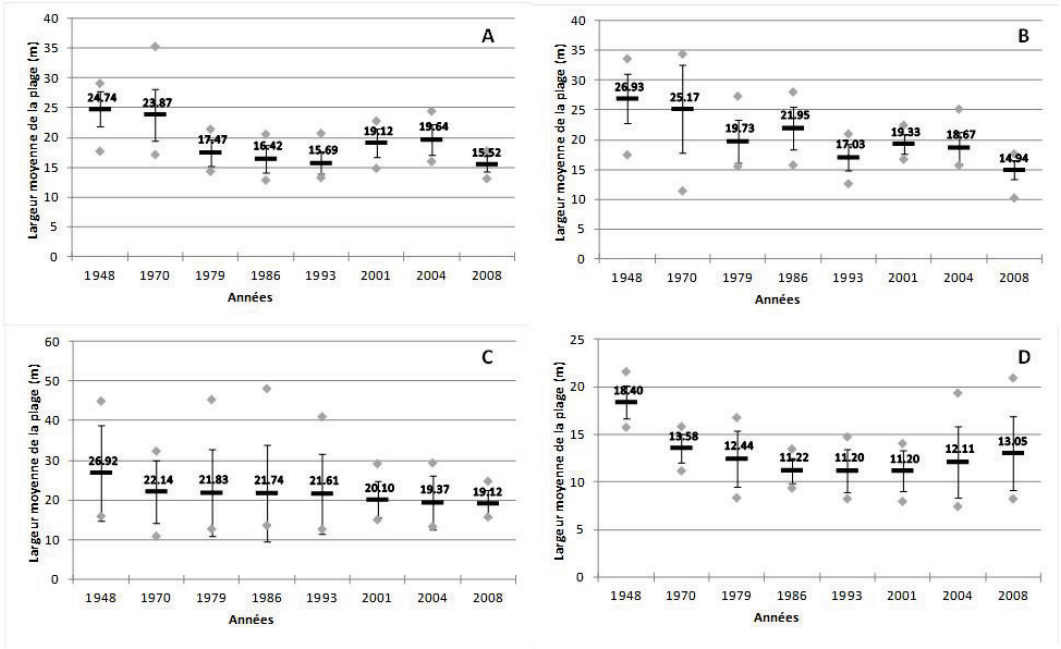


Figure 4.20. Évolution de la largeur de la plage de la presqu'île de Penouille par secteur entre 1948 et 2010.

4.4.3 Évolution des cordons sableux de bas estran

La presqu'île de Penouille contient un vaste système de cordons sableux (sable moyen) de bas estran. Situés du côté le plus exposé aux processus côtiers, les cordons sableux sont orientés sud-ouest nord-est, donc parallèle à la côte et sont émergés à marée basse. Bien qu'ils jouent un rôle important dans la dynamique sédimentaire de la presqu'île de Penouille, ils n'ont fait l'objet que d'un examen de photographies aériennes entre 1948 et 1982 (CSSA Consultants Ltée, 1992). CSSA Consultants Ltée (1992) conclut que les cordons se sont considérablement déplacés tout en conservant certaines caractéristiques fondamentales comme l'alignement parallèle à la côte. Dans le cadre de cette présente étude, une cartographie des cordons sableux réalisée sur les photographies aériennes de 1948 et de 2008 montre une migration vers les terres, mais également une diminution de leur superficie passant de 46 894 m² à 36 253 m² (Figure 4.21). L'analyse des profils de plage (voir section 4.5.2) indique que la migration des cordons de bas estran vers les terres s'effectue lors de tempêtes exceptionnelles. De plus, lors de ces événements, il a été observé que des barres sableuses d'avant-côte, qui sont toujours immergées, semblent migrer elles aussi vers la côte venant alimenter en sédiments les cordons de bas estran. Un échange sédimentaire s'effectue vers la côte alimentant ainsi les plages, notamment dans le secteur du pédoncule. Dans une perspective des changements climatiques et de ses effets, notamment de la hausse du niveau des mers, le maintien des apports sédimentaires provenant des barres sableuses sera névralgique dans la stabilité future de la presqu'île de Penouille.

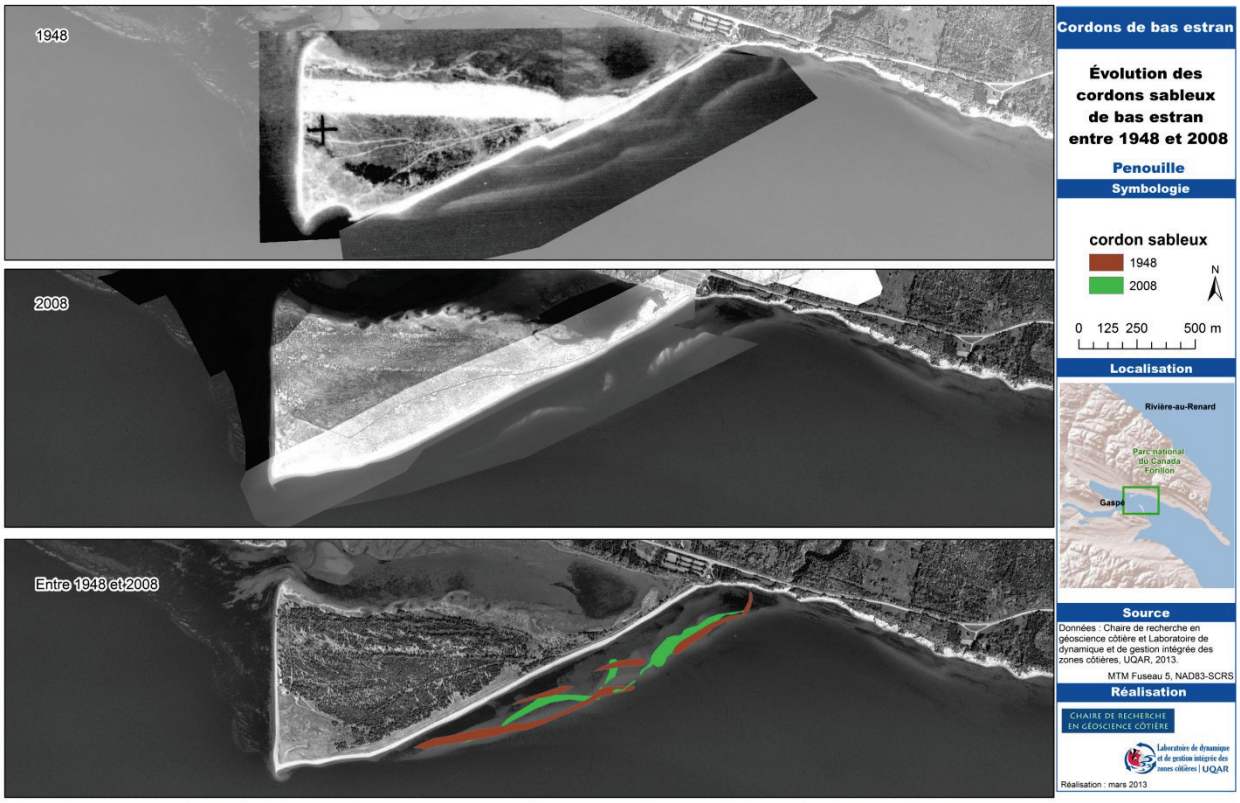


Figure 4.21. Évolution des cordons sableux de bas estran entre 1948 et 2008.

4.4.4 Évolution de l'artificialité

Bien qu'il a été clairement démontré que les infrastructures côtières comme les structures de protection rigides perpendiculaires ou parallèles à la côte ont des impacts significatifs sur la dynamique côtière (Leclerc, 2010; Bernatchez *et al.,* 2011; Bernatchez et Fraser, 2012), aucune étude n'a fait une cartographie historique des infrastructures côtières de la presqu'île de Penouille. Cette méthode permet de mieux comprendre l'impact de l'artificialité sur la dynamique côtière, notamment sur l'évolution de la ligne de rivage et de la largeur de la plage. Une cartographie de l'artificialité a été réalisée à l'aide de photographies aériennes prises entre 1948 et 2004 (Figure 4.22). C'est durant la période de 1948 à 1970 que le nombre d'infrastructures côtières est le plus élevé. La présence de nombreux bâtiments sur le littoral orienté nord-sud, de trois quais sur le littoral est-ouest et des routes d'accès a été observée. Le démantèlement de l'ensemble des infrastructures s'est effectué entre 1971 et 1979, si bien qu'en

2008 aucun quai n'est présent sur les côtes de Penouille et un seul bâtiment est situé dans le secteur nord-sud. Le démantèlement massif entre 1970 et 1979 correspond à la création du parc en 1970.

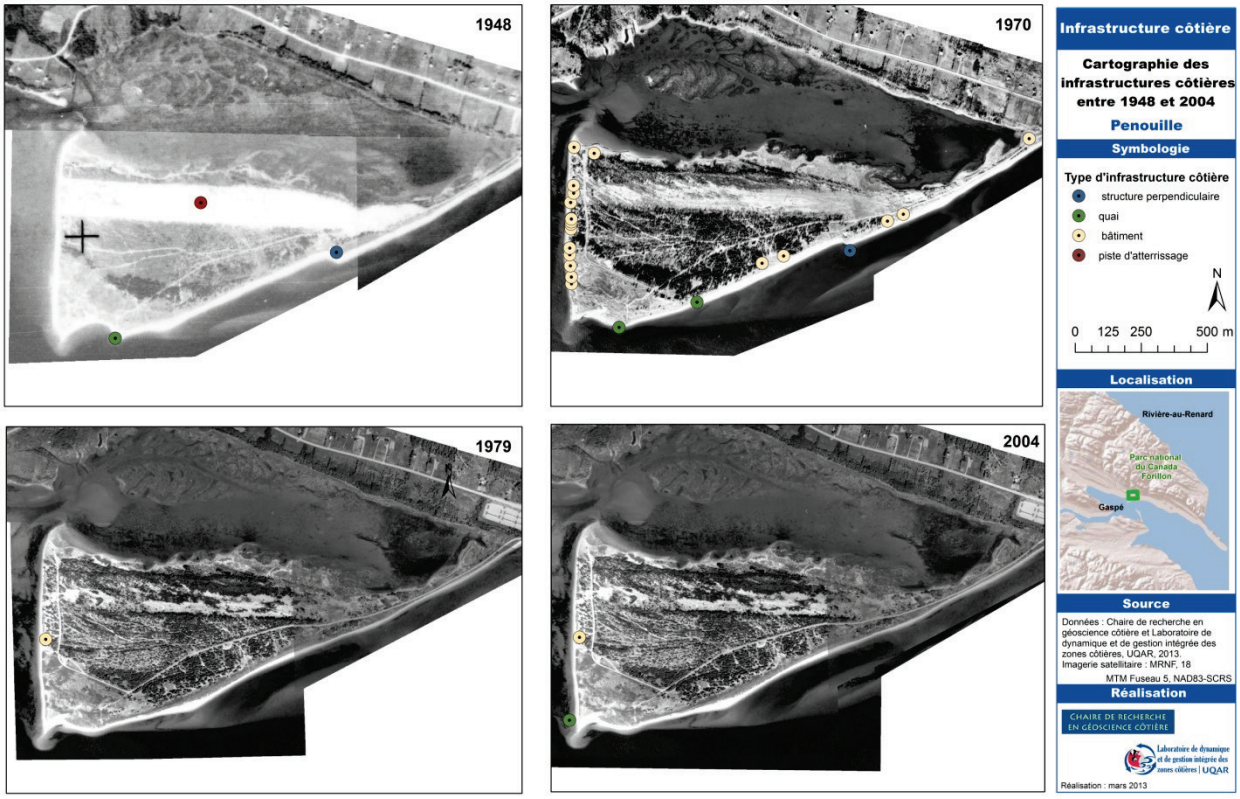


Figure 4.22. Cartographie des infrastructures côtières de la presqu'île de Penouille entre 1948 et 2004.

Lorsqu'on compare les résultats de l'évolution de la ligne de rivage et la cartographie des infrastructures côtières, on constate que les fortes valeurs mesurées (érosion ou accumulation) sont souvent associées à la mise en place ou au démantèlement de structures de protection entre 1948 et 1979 (Figure 4.18). Ces changements importants de la côte associés aux perturbations anthropiques viennent masquer l'influence des facteurs naturels. Les structures perpendiculaires à la côte, notamment les quais, ont eu un effet plus important sur la dynamique côtière que les structures parallèles au littoral (muret). Deux quais construits sur le littoral est-ouest ont eu un effet majeur sur le transit sédimentaire, créant une accumulation en amont et un recul en aval de la structure (Figure 4.23). Le démantèlement des structures perpendiculaires à la côte dans les années 70 a engendré un réajustement de la côte et favorisé la renaturalisation du système

contribuant ainsi à un nouvel équilibre sédimentaire de l'ensemble de Penouille. Dans certains cas, notamment dans le secteur de la pointe sud de la presqu'île de Penouille, l'enlèvement du quai a contribué au comblement de l'anse (Figure 4.24).

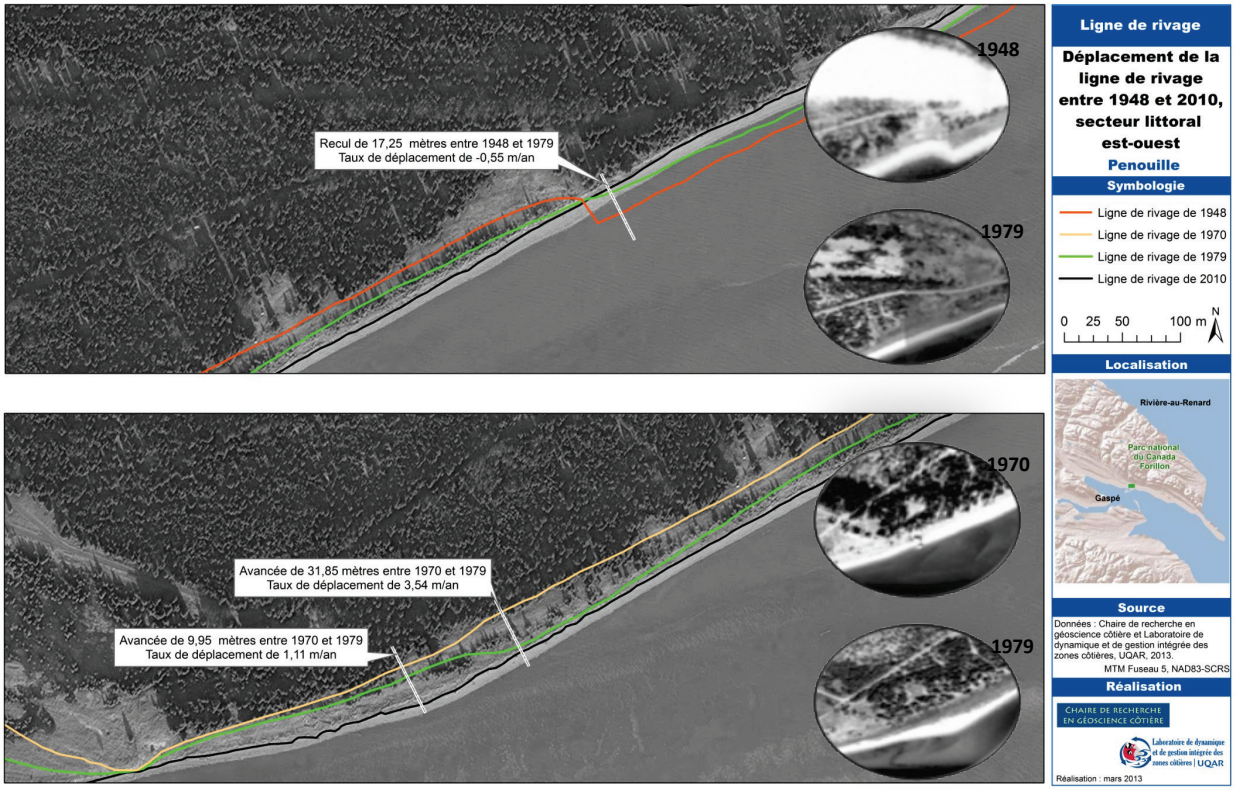


Figure 4.23. Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010 de la façade littorale orientée est-ouest de la presqu'île de Penouille en présence (haut) et en absence (bas) de structures perpendiculaires à la côte.

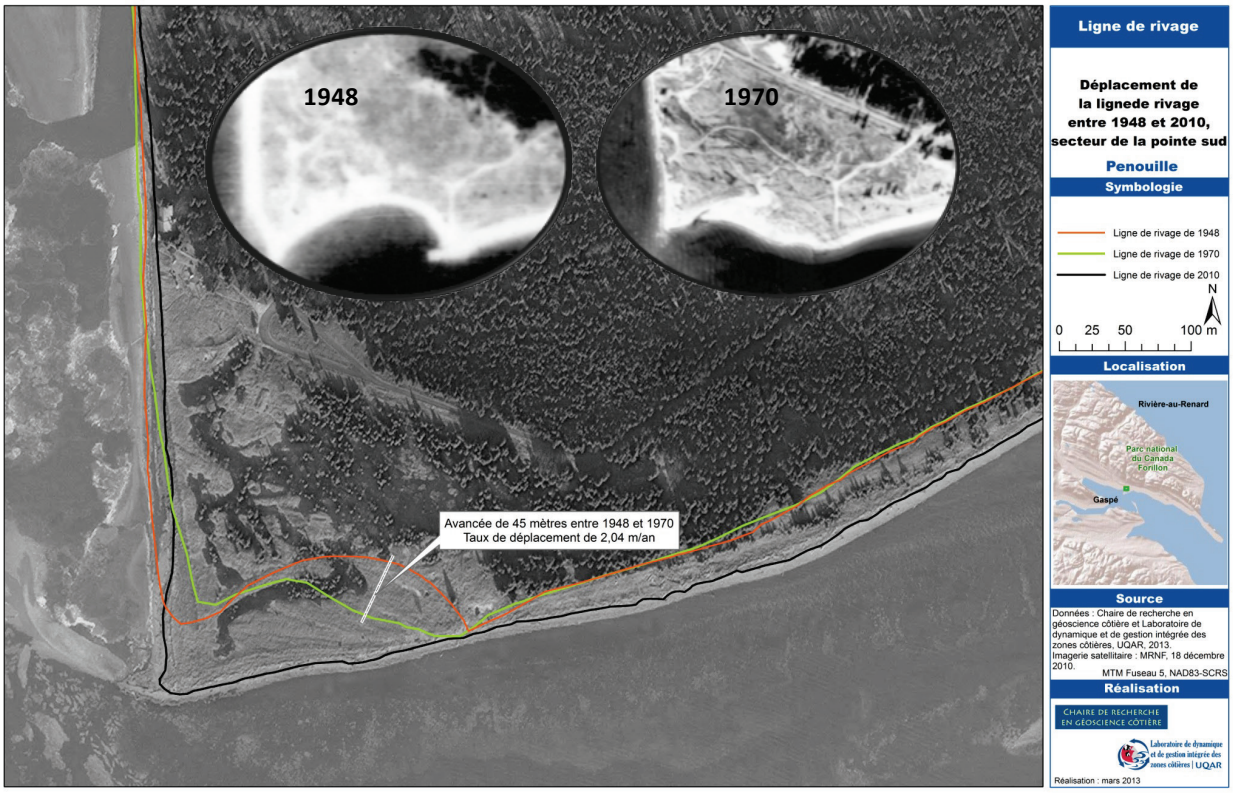


Figure 4.24. Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010 de la pointe sud de la presqu'île de Penouille en présence et en absence du quai.

Les structures parallèles à la côte (route, muret de protection, bâtiment de services) ne semblent pas avoir eu une influence aussi importante sur la dynamique côtière que les structures perpendiculaires à la côte. Il est reconnu que les structures de protection rigide engendrent généralement un abaissement et une réduction de la largeur de la plage tout en réduisant la résilience de la plage face aux événements de tempête (Bernatchez et Fraser, 2012; Bernatchez *et al.,* 2011; Hill *et al.,* 2004; Paskoff, 2004). Les structures parallèles réduisent les échanges sédimentaires entre la haute plage, le haut estran et le bas estran. Sur le littoral nord-sud, les structures de protection pour protéger dans un premier temps des résidences, et ensuite le bâtiment de services du parc, ont provoqué des effets de bout et l'affouillement de la plage (Veillette, 1986; CSSA Consultants Ltée, 1992). Veillette (1986) indique un abaissement de la plage d'environ 30 cm entre 1979 et 1985 devant le muret pour protéger le bâtiment de services. L'analyse des largeurs de plage dans ce secteur montre aussi une légère réduction de la largeur de la plage (Figure 4.25). La présence d'un muret jusqu'en 1990 sur la façade littorale orientée nord-

sud semble avoir favorisé le maintien d'une plage étroite dans les années 80-90. Cependant, dans les années 2000, on note un élargissement de la plage. L'équilibre de la plage devant le bâtiment de services demeure toutefois précaire puisqu'aucune haute plage ne s'est formée. Comme nous allons le voir à la section 4.5.2., ce secteur présente aussi le plus faible indice de bilan sédimentaire des plages de la presqu'île de Penouille. La disponibilité sédimentaire de la plage de ce secteur est donc faible.

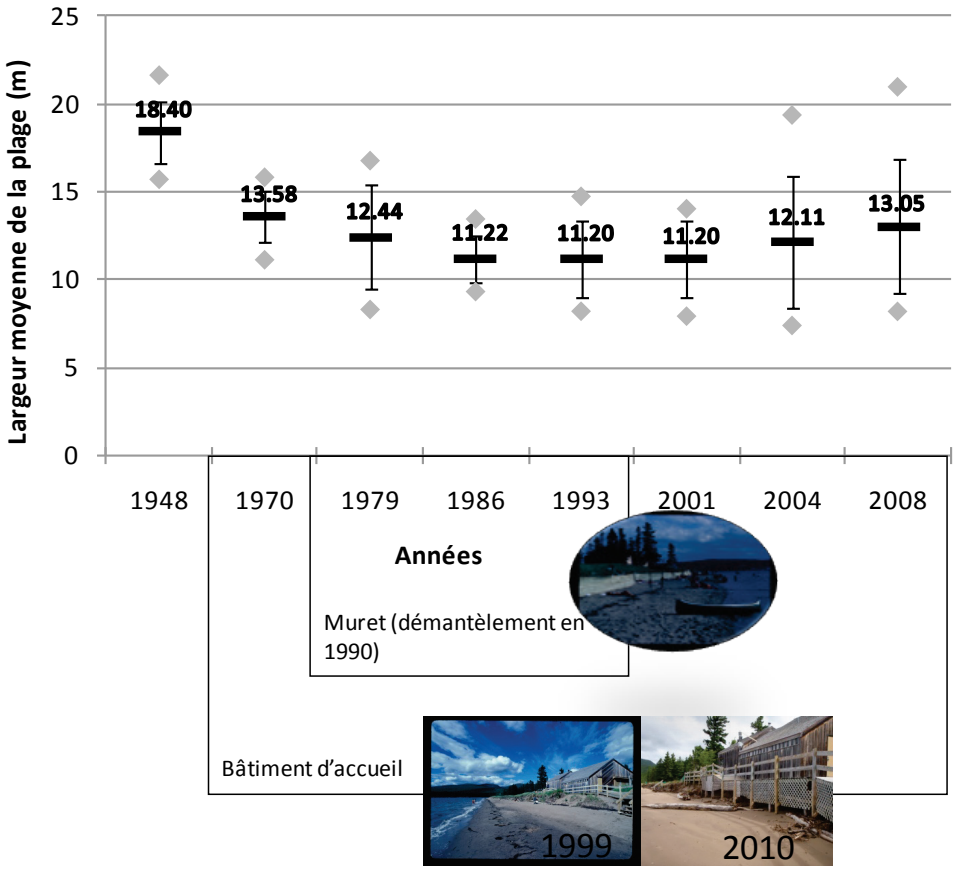


Figure 4.25. Évolution de la largeur de la plage entre 1948 et 2008 sur la façade littorale orientée nord-sud de la presqu'île de Penouille.

4.5 *Évolution récente et actuelle*

Bien qu'une analyse historique soit essentielle dans la compréhension du fonctionnement d'un système côtier, un diagnostic de l'état actuel s'avère tout aussi important. De nombreux relevés sur le terrain réalisés entre mars 2010 et juillet 2011 ont permis de dresser le portrait actuel de la presqu'île de Penouille.

4.5.1 Évolution récente de la ligne de rivage

Depuis 2005, la presqu'île de Penouille fait l'objet d'un suivi de l'érosion côtière par le laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'UQAR. On retrouve 18 stations de suivi, dont 11 depuis 2005 et 18 depuis 2010 (Figure 4.26). Des reculs moyens à faibles ont été enregistrés entre 2005 et 2006 (-0,48 m/an), de 2008 à 2009 (-0,26 m/an), de 2009 à 2010 (-0,23 m/an) et de 2006 à 2007 (-0,10 m/an). Quant aux avancées, elles ont été enregistrées entre 2007 et 2008 (0,43 m/an) et de 2010 à 2011 (0,55 m/an). Le secteur du pédoncule ainsi que celui de la pointe sud de la presqu'île de Penouille présentent les taux de recul et d'avancée les plus élevés au cours des cinq années analysées. Un recul de la ligne de rivage de -4,05 m a été enregistré sur le pédoncule entre 2006 et 2007 et une avancée de 5,4 m a été relevée sur la pointe sud-ouest entre 2010 et 2011. Bien que les taux de déplacement fluctuent, le bilan de l'évolution récente de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille indique une stabilité entre 2006 et 2011. Ce résultat est comparable au taux moyen de 0,07 m/an obtenu par photo-interprétation pour la période de 1948 à 2010.

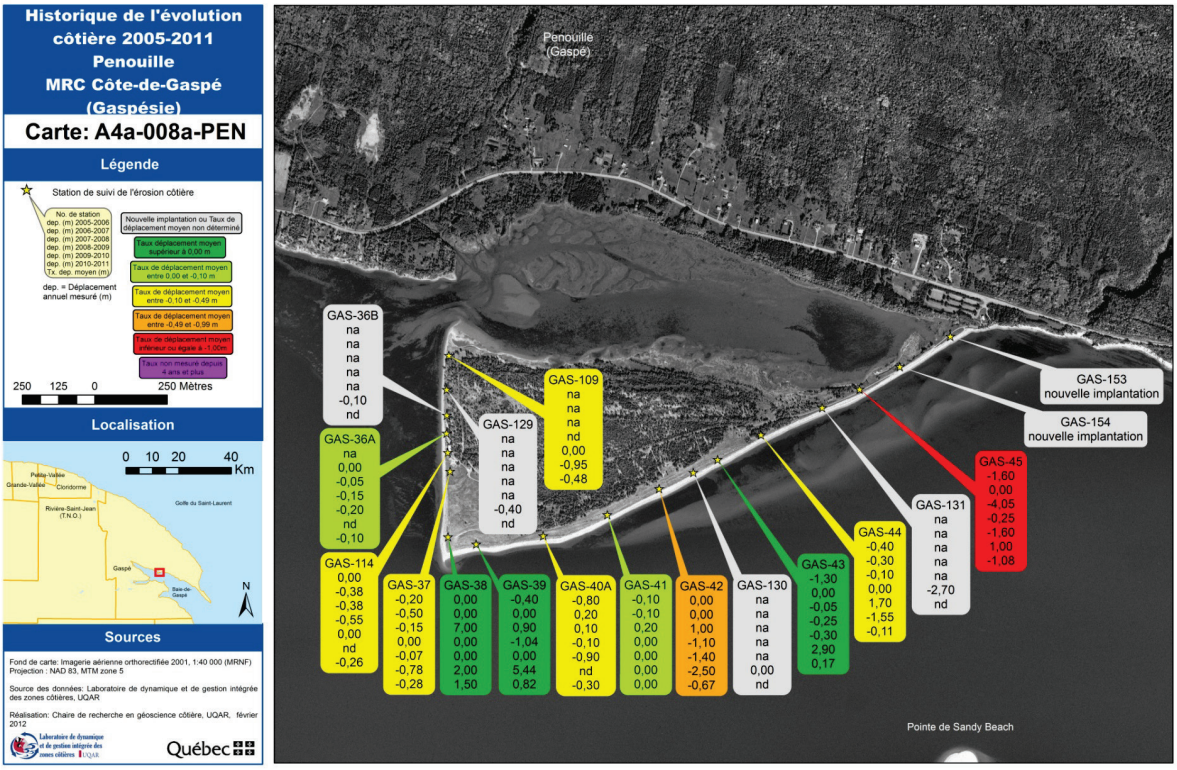


Figure 4.26. Évolution de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille réalisée entre 2005 et 2011 à l'aide du système de suivi de l'érosion des berges du LDGIZC.

4.5.2 Évolution des profils de plage

La réalisation de profils de plage saisonniers constitue la meilleure méthode pour évaluer la variation topographique inter- et intra-annuelle des plages. Six relevés ont été effectués sur 17 profils de plage entre juin 2010 et septembre 2011 (Figure 4.27). Parmi les relevés effectués, celui de décembre 2010 a été réalisé à la suite du passage de la tempête du 6 décembre 2010 afin d'obtenir un signal de l'effet d'une tempête de forte ampleur sur le littoral de la presqu'île de Penouille. La méthodologie liée aux relevés des profils de plage est décrite dans le rapport méthodologique remis en janvier 2011 (Bernatchez *et al.,* 2011). Quant à l'analyse des données, la méthode suivante a été utilisée pour comparer les relevés saisonniers des profils de plages. Comme les points ne sont jamais exactement aux mêmes coordonnées X/Y lors de levés successifs, une droite de position idéale a été définie pour chaque site. Les coordonnées X et Y de

chaque point levé ont été projetées sur cette droite idéale perpendiculairement à celle-ci. Les altitudes de ces profils saisonniers rectifiés ont été ensuite interpolées dans l'axe terre-large aux 2 cm, puis moyennées aux 10 cm. La variation entre deux relevés saisonniers est obtenue en prenant la différence des profils rectifiés interpolés aux 10 cm. Pour représenter les variations entre les sites, les altitudes ou les différences entre relevés ont été interpolées sur une grille régulière de maille 1×1 m alignée sur le système de coordonnées MTM fuseau 5. Cette interpolation linéaire a été effectuée à partir des profils aux 10 cm dans Matlab avec la fonction *griddata* en se basant sur une triangulation de Delaunay (Barber *et al.,* 1996). Le résultat correspond à une interpolation linéaire sur une droite perpendiculaire à la bissectrice des deux profils voisins.

L'analyse de la variation d'altitude des profils de plage relevés en juin 2010 et septembre 2011 montre une alternance de zones d'érosion et d'accumulation le long du littoral (Figure 4.27). Une plus grande variabilité est observée sur le littoral orienté est-ouest comparativement au littoral orienté nord-sud. Sur le littoral est-ouest, trois zones d'accumulation sont délimitées par les profils 1 à 4, 7 et 8 ainsi que 10 et 11 et deux zones d'érosion sont situées entre les profils 5 à 7 et 8 à 10. Cette variabilité s'explique par la présence de cordons sableux de bas estran dans les zones d'accumulation et de leur absence dans les zones d'érosion. Ce vaste système de barres sableuses protège la plage contre l'effet des vagues lors d'événements de tempête tel que le 6 décembre 2010.

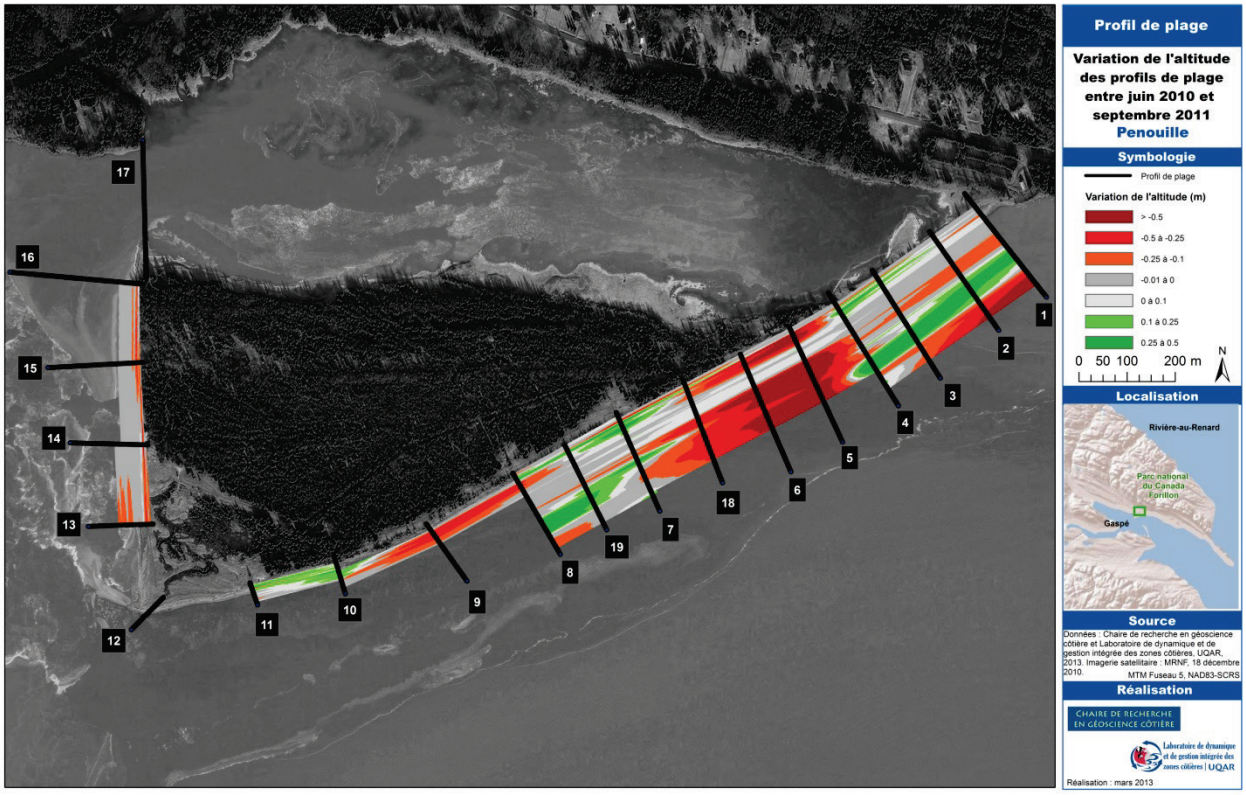


Figure 4.27. Variation de l'altitude des profils de plage réalisés entre juin 2010 et septembre 2011.

La figure 4.28 (A et B) montre qu'à la suite du passage de tempêtes exceptionnelles, les cordons sableux migrent vers la côte. On constate aussi sur certains profils de plage un ensablement dans la zone prélittorale peu profonde qui indique que des barres sableuses d'avant-côte viennent alimenter les cordons de bas estran. Il semble que lors des tempêtes, des sédiments migrent de la zone plus profonde vers la zone peu profonde. Ces sédiments sont alors disponibles pour alimenter la plage en période calme. L'analyse montre également que l'ensemble de la plage s'érode, mais plus particulièrement la partie supérieure où il y a formation d'une microfalaise (Figure 4.28 B et C). Les parties inférieure et médiane de la plage s'ensablent peu à peu pour retrouver leur profil d'équilibre quelques mois après le passage de la tempête. Ce constat se reflète également dans les résultats de la variation de l'indice du bilan sédimentaire des plages (IBSP). L'IBSP permet d'identifier les secteurs déficitaires et en accumulation; c'est un indicateur du prisme de sédiments situé sous les profils de plage (Bernatchez *et al.,* 2011). Il est calculé selon l'équation suivante :

$$IBSP = \frac{H * L}{2}$$

où H correspond à l'altitude de la plage vis-à-vis la limite supérieure du haut estran et L est la largeur du haut estran. La largeur du haut estran se calcule entre la ligne de rivage et la flexure. Plus la valeur de l'IBSP est faible, plus la disponibilité en sédiment est faible. Bien que sur l'échelle annuelle, les plages de la presqu'île de Penouille montrent un bilan positif, une variation saisonnière est observée, soit un bilan positif en période estivale et un bilan négatif lors des périodes automnales et hivernales (Figure 4.29). Ainsi, le bilan négatif enregistré à deux reprises sur l'ensemble des plages de Penouille correspond à l'effet du passage de deux tempêtes, celles du 9 septembre et du 6 décembre 2010 (Figure 4.30).

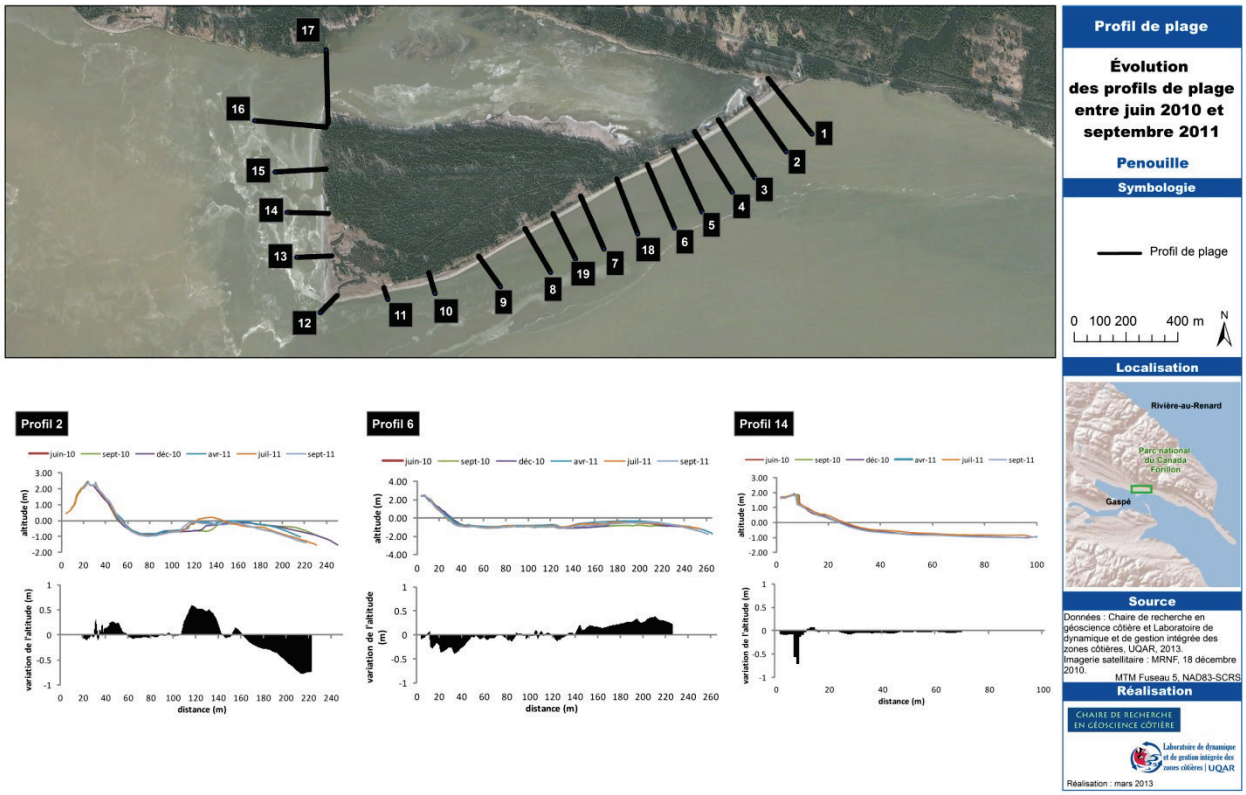


Figure 4.28. Évolution des profils de plage 2, 6 et 14 réalisés sur la presqu'île de Penouille entre juin 2010 et septembre 2011.

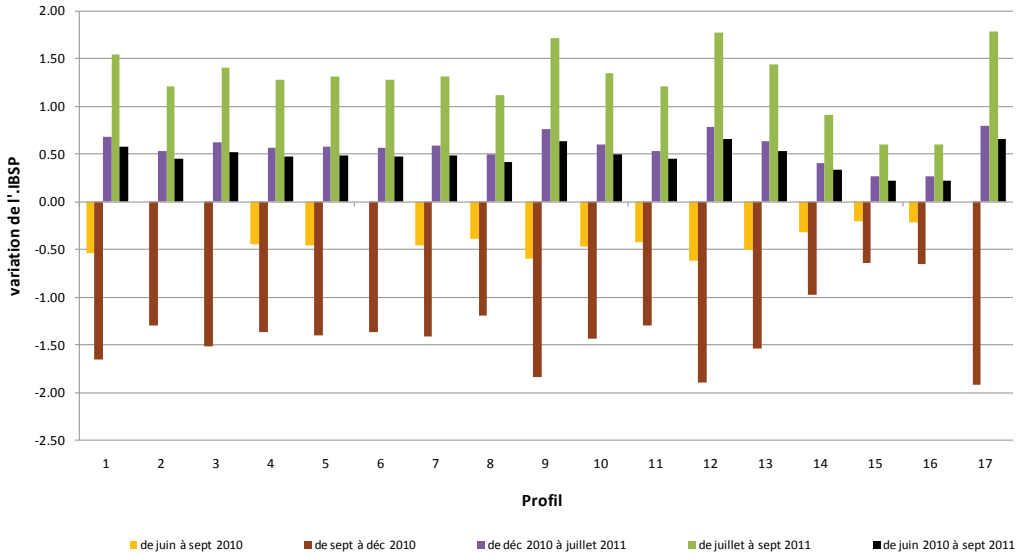


Figure 4.29. Variation interannuelle de l'IBSP des profils de plage réalisés entre juin 2010 et septembre 2011.

Figure 4.30. Impact des tempêtes du 9 septembre (A) et du 6 décembre 2010 (B) sur la zone côtière de la presqu'île de Penouille.

4.5.3 Processus actifs

Constitué d'une côte basse à dépôt meuble, le littoral de la presqu'île de Penouille est sensible à l'érosion et la submersion côtière. Les processus hydrodynamiques sont les principaux acteurs de cette sensibilité pour ce type de côte (Bernatchez et Dubois, 2004). La compilation des observations réalisées entre mars 2010 et avril 2012 arrive à la même conclusion. Les vagues, les courants littoraux et les glaces littorales jouent un rôle important dans la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille. De plus, la présente étude montre que l'intensité de ces processus est variable selon le degré auquel la presqu'île de Penouille y est exposée.

Niveau d'eau et vagues

L'action des vagues, particulièrement lors des marées de vive-eau et des tempêtes, est le principal acteur de l'érosion côtière sur les côtes sablonneuses du Saint-Laurent (Bernatchez et Dubois, 2004). Dans la perspective des changements climatiques, la hausse de l'exposition aux ondes de tempêtes pour les côtes du Canada atlantique, et ce, plus particulièrement à l'automne et à l'hiver en raison de la réduction du couvert de glace, accélèrera l'érosion causée par les vagues (Hanson, 2006; Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez *et al.,* 2008). Dans ce contexte, une analyse détaillée des événements de tempête ayant causé un niveau d'eau élevé et des vagues de forte énergie s'avère essentielle pour la réalisation d'un scénario de projection pour le littoral de la presqu'île de Penouille. L'analyse des images récoltées des cinq caméras de suivi entre mars 2010 et avril 2012 a permis de mieux comprendre l'action des vagues sur le littoral de la presqu'île de Penouille (Tableau 4.4).

Tableau 4.4. Synthèse des niveaux d'eau élevés et de vagues de forte énergie réalisée à l'aide des images récoltées des cinq caméras entre mars 2010 et avril 2012.

	2010												2011												2012											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
NIVEAU DE L'EAU ÉLEVÉ et FORTE VAGUE																																				
Pédoncule, partie proximale (caméra 1)									1	1	1	6		1									1	1		1		1								
Littoral est-ouest, partie médiane (caméra 3)			1						1	2	1	6		1									1	1		1		1								
Littoral nord-sud (caméra 4 et 5)			1		1	1			2	5	2	4											1	1												
Falaise (caméra 2)									2	1	2																									

5 Nombre d'événements répertoriés
Données non disponibles
Données non analysées

Au cours des deux années analysées, celle de 2010 contient un nombre d'événements particulièrement élevé. La saison automnale s'avère la plus active, notamment lors du mois de décembre. La tempête du 6 décembre 2010 témoigne de la sévérité des tempêtes sur le littoral de la presqu'île de Penouille. Bien que peu d'événements aient été répertoriés en 2011 et 2012, il n'en demeure pas moins que leur impact sur le littoral est aussi important, comme le témoigne l'événement du 11 novembre 2011 (Figure 4.31 et Tableau 4.6). Un niveau d'eau exceptionnellement élevé accompagné de vagues de forte énergie a atteint l'arrière-plage à certains endroits. L'analyse des images récoltées par les caméras montre également que la direction des vents joue un rôle majeur dans la sévérité des événements répertoriés. Les événements qui ont un impact sur le littoral orienté est-ouest sont issus de vents provenant de l'est et du sud-est tandis que le littoral nord-sud est affecté par des événements engendrés par des vents provenant de l'ouest et du sud-ouest.

Figure 4.31. Submersion côtière sur la presqu'île de Penouille lors du passage d'une tempête le 11 novembre 2011, sur le pédoncule (A), sur la partie médiane (B) et sur le littoral nord-sud (C).

En 2010 et en 2011, les vagues ont été mesurées autour de la presqu'île de Penouille. En 2010, les vagues ont été mesurées au large (sites AW1 et AW2, Figure 4.32) du 6 juillet au 16 novembre avec des profileurs de courant Nortek AWAC-AST 1 MHz. Durant l'automne, du 1er octobre au 15 novembre 2010, les courants (non-présentés ici) et les vagues ont aussi été mesurés sur les plages à PT3 et PT4 avec des marégraphes-houlographes RBR TWR-2050 et à VEC2 et VEC3 avec des courantomètres Nortek Vector (Figure 4.32). Le site VEC3 est sur la crête de la barre sableuse devant le pédoncule; le site VEC2 sur la plage du pédoncule derrière cette barre, et le site PT4 face approximativement à la terminaison ouest de cette barre (Figure 4.33).

En 2011, les vagues ont été mesurées seulement sur les plages aux sites PT3 (figure 4.32) ainsi que PT4, PT5 et PT6 (Figure 4.33) avec des houlographes-marégraphes du 19 juin au 28 novembre. Le site PT3 est le même qu'en 2010. Le site $PT4_{2011}$ est 64 m plus à l'ouest que le site $PT4_{2010}$, donc plus du tout protégé par la barre sableuse. Le site $PT5_{2011}$ est proche du site $VEC2_{2010}$. Le site $PT6_{2011}$ est sur le flanc externe de la barre sableuse, plus au large que le site $VEC3_{2010}$. Les vagues ont aussi été enregistrées dans la lagune en 2010 et 2011, ces données sont décrites au chapitre 5.

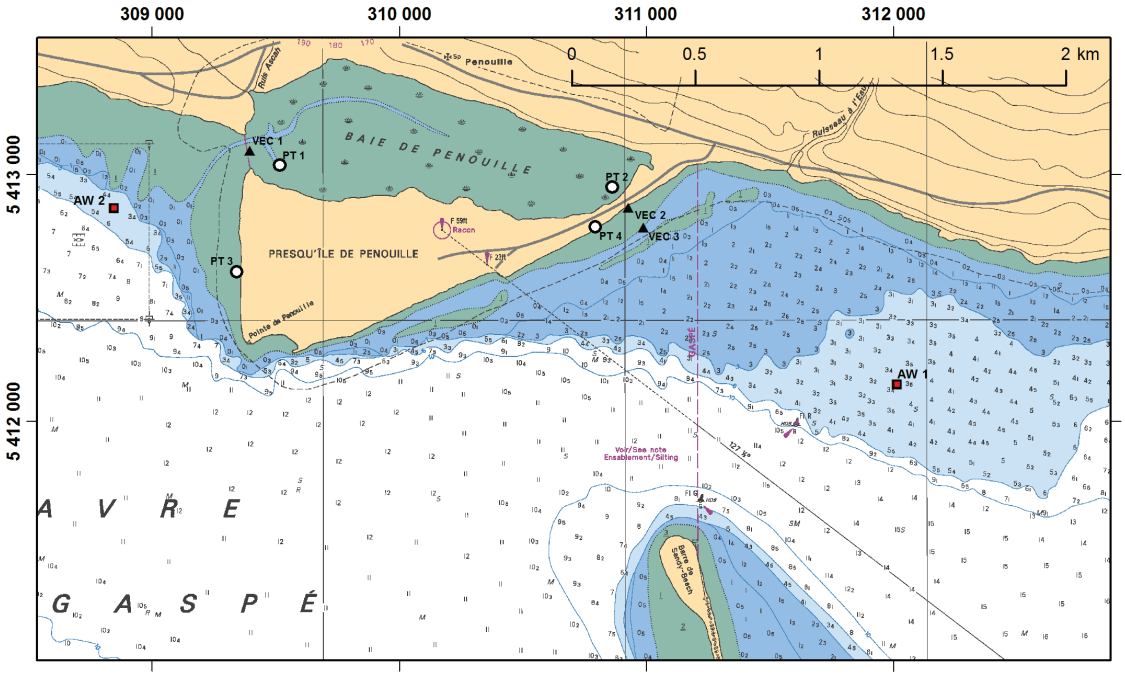


Figure 4.32. Position des instruments en 2010 (carrés : profileurs de courant et houlographes AWAC, cercles : marégraphes-houlographes, triangles : courantomètres). Les profondeurs sur la carte marines sont brasses et en $brasses_{pieds}$ (1 brasse = 1,83 m, 1 pied = 0,30 m), la position des bancs de sable au sud-est de Penouille ne correspond plus exactement à la situation actuelle.

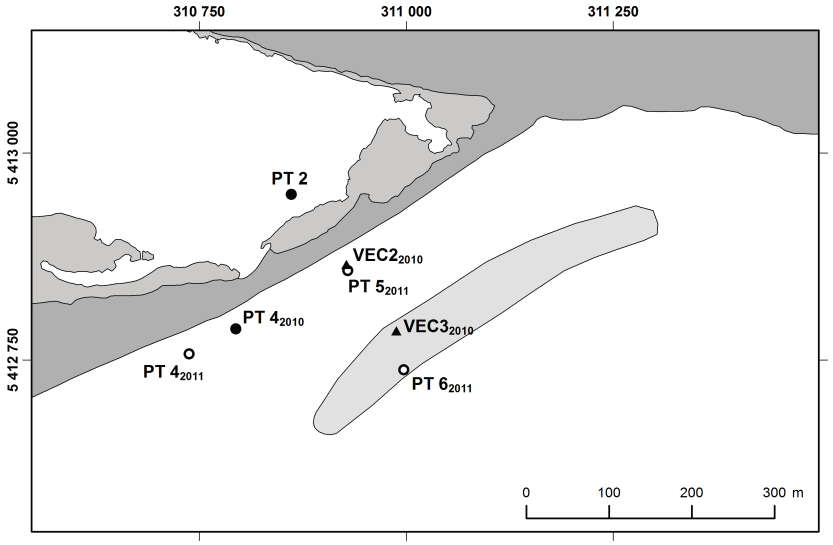


Figure 4.33. Position des instruments près du pédoncule en 2010 et en 2011 (points : marégraphes-houlographes en 2010, triangles : courantomètres en 2010, cercles : marégraphes-houlographes en 2011). La position approximative de la première barre sableuse devant le pédoncule est indiquée en gris clair.

Le climat de vagues aux différents sites est illustré par des courbes de probabilité de dépassement, qui indiquent pendant quelle fraction de temps les vagues dépassaient une certaine hauteur (Figure 4.35.35, 4.36 et 4.37). C'est une manière efficace d'illustrer la distribution des vagues en mettant l'emphase sur les vagues les plus grandes. Si la courbe part plus vers la droite sur ce type de graphique, les vagues sont plus grandes.

Le site AW1, qui est 1,2 km devant le pédoncule à 6 m de profondeur sous le zéro des cartes marines, représente bien les vagues du large arrivant sur le pédoncule. La plus grande hauteur significative de vague (H_{m0}) y était de 1,3 m le 5 novembre 2010 (Tableau 4.5 et Figure 4.39), avec quatre autres tempêtes ayant H_{m0} supérieur à 0,9 m, et seulement 1% du temps H_{m0} supérieur à 0,85 (Figure 4.35). Toutes les vagues supérieures à 0,5 m provenaient du sud-est ou du sud-sud-est (Figure 4.34), arrivant du golfe du Saint-Laurent dans la baie de Gaspé. Toutefois, la réfraction peut avoir dévié localement la direction des vagues dans le sens horaire par rapport aux vagues au centre de la baie (AW1 est sur un plateau bordant le chenal profond, Figure 4.32). Les périodes moyennes (T_{02}) des cinq principales tempêtes étaient de 4,0 à 4,7 s. Aucune tempête majeure ne s'est produite durant les périodes de déploiement des instruments.

Au pédoncule de Penouille, les vagues sont déjà réduites de 40-60 % par rapport à AW1, les plus grands H_{m0} en 2010 mesurés en automne 2010 ayant entre 0,74 et 0,88 m selon les sites

(Figure 4.36, Tableau 4.5). La barre sableuse au large du pédoncule dissipe une partie de l'énergie des vagues et protège la plage située à l'arrière. Les vagues sont significativement plus faibles à VEC2 (protégé) qu'à PT4 (peu protégé par la barre); VEC3 situé au sommet de la barre est intermédiaire (Figure 4.36). Le même effet est aussi visible dans les données de 2011 (Figure 4.357), avec des vagues en moyenne 39% moins hautes à PT52011 qu'à PT42011. Les vagues au pédoncule dépendent fortement du niveau d'eau, comme démontré par la bonne corrélation entre le niveau d'eau et les rapports entre les vagues à la plage et les vagues aux larges (Figure 4.38). L'atténuation par la barre sableuse est totale à marée basse et diminue avec le niveau d'eau. Elle est très marquée à VEC22010 et PT52010, encore bien visible à PT42010, et nettement moins importante à PT2011, qui est à l'ouest de la barre (Figure 4.33 et Figure 4.38).

Le climat des vagues est très différent au site AW2 à l'ouest de la presqu'île à environ 12 m de profondeur. Les vagues les plus fortes (Hm0 maximal 0,51 m) viennent ici de l'ouest (Figure 4.34 et 4.40) avec de courtes périodes de 2,2 à 2,6 s. Elles ont été générées localement dans le Havre de Gaspé. Ces vagues d'ouest arrivent ensuite légèrement atténuées à PT3 (Figure 4.35). Par contre, lors des tempêtes provenant du golfe du Saint-Laurent, AW2 et PT3 sont abrités par la presqu'île : Hm0 est 5-10 fois plus faible à AW2 qu'à AW1, alors que Hm0 est négligeable à PT3 juste devant la plage (Tableau 4.5).

En 2011, les climats de vagues mesurés sur les plages de Penouille étaient similaires, avec un H_{m0} maximum de 0,83 m devant la barre sableuse et 0,60 / 0,76 m aux secteurs protégés / non-protégés de la plage (Tableau 4.7). Les courbes de dépassement indiquent des vagues un peu plus petites (Figure 4.36 et Figure 4.37), mais en 2010 les instruments enregistraient seulement 6 semaines en automne, alors que les données 2011 couvrent aussi l'été qui est plus calme (voir aussi les différences été-automne / automne illustrées à Figure 4.35). De nouveau, les conditions sont nettement plus calmes à la plage ouest (PT3) qu'au pédoncule (Figure 4.37), et les maxima n'y correspondent pas aux mêmes événements.

En conclusion, il faut souligner deux aspects importants de la morphologie pour la propagation des vagues. D'une part, la barre sableuse devant le pédoncule atténue les vagues venant frapper la côte. L'atténuation dépend fortement du niveau d'eau, elle est presque totale à marée basse, encore importante lors d'une marée haute moyenne, et devient faible lors des très hauts niveaux d'eau (Figure 4.38). À plus long terme, l'action des vagues sur la plage dépendra de l'évolution de cette barre, qui par nature est mobile et changeante.

D'autre part, le côté ouest de la presqu'île est protégé efficacement des vagues provenant du golfe du Saint-Laurent et de la baie de Gaspé. Les tempêtes du sud-est y sont 5-10 fois moins fortes. En fait, à PT3 toutes les vagues importantes ont été générées localement dans le Havre de Gaspé entre Penouille et Saint-Majorique lors des vents d'ouest.

Les dynamiques sédimentaires des côtés ouest et sud-est de la presqu'île réagissent donc à des tempêtes de types différents. Les deux côtés ont toutefois comme point commun la présence de zones peu profondes devant la plage (grand herbier à zostère à l'ouest, barre sableuse et herbier à zostère au sud-est) qui dissipent partiellement l'énergie à marée basse, donc l'action des tempêtes se ressentira plus fortement sur les plages lors des très hautes marées et lors des surcotes.

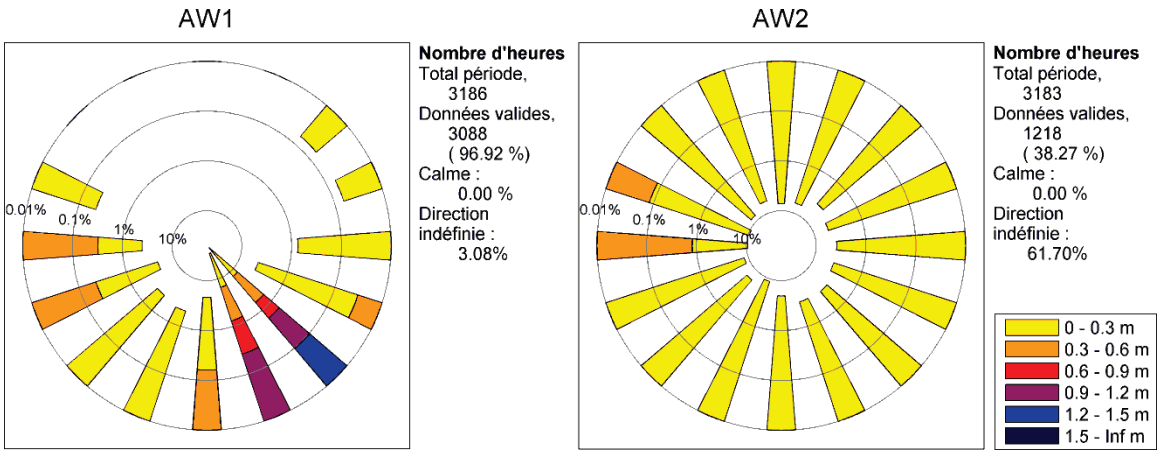


Figure 4.34. Roses des vagues pour les sites AW1 (au sud-est du pédoncule) et AW2 (à l'ouest de la presqu'île) pour la période du 6 juillet au 16 novembre 2010.

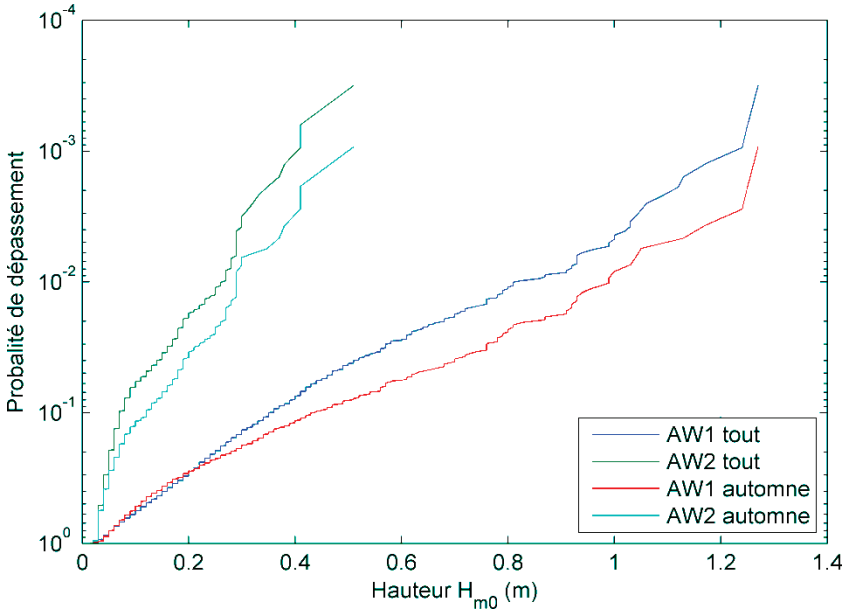


Figure 4.35. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} au large mesurées en 2010 au sud-est du pédoncule (AW1) et à l'ouest de la presqu'île (AW2). Pour chaque site sont illustrés d'une part pour toute la période, d'autre part seulement pour l'automne (1er octobre au 15 novembre, c'est-à-dire la même période que les instruments sur la plage).

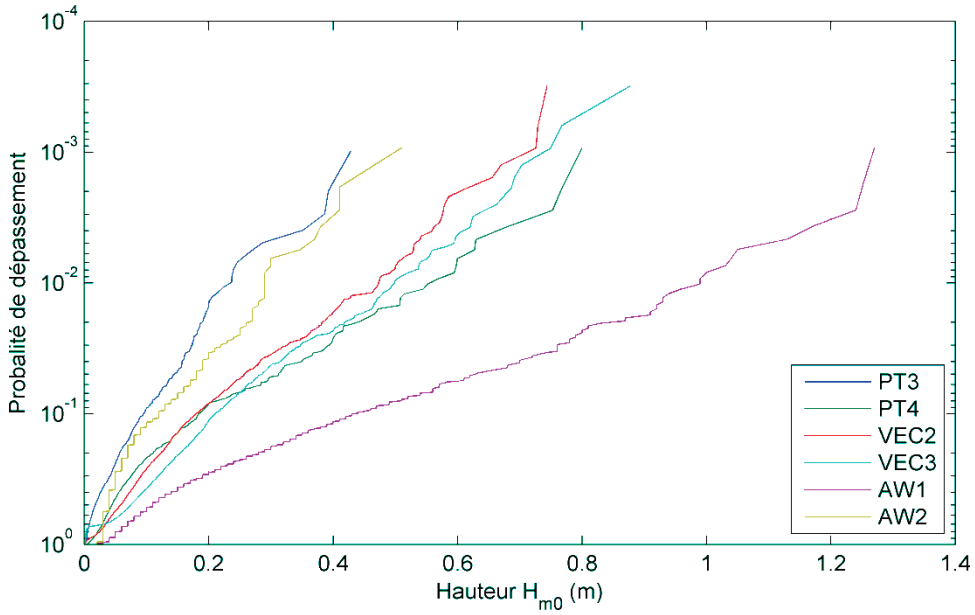


Figure 4.36. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} mesurées du 1er octobre au 15 novembre 2010 devant la plage ouest (PT3), devant la plage du pédoncule peu abrité par la barre sableuse (PT4), devant la plage du pédoncule abrité par la barre sableuse (VEC2), sur la crête de la barre sableuse (VEC3), au large au sud-est du pédoncule (AW1), et au large à l'ouest de la presqu'île (AW2).

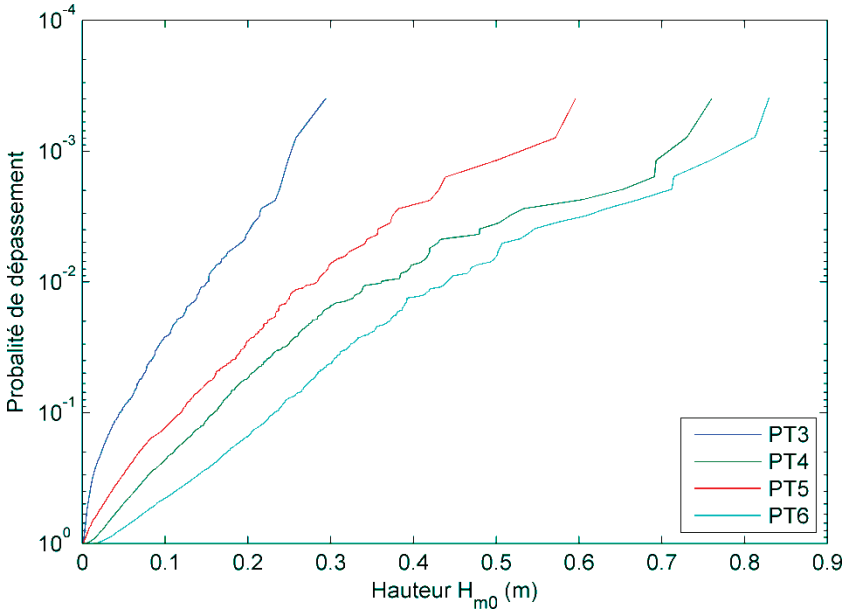


Figure 4.37. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} mesurées en été et automne 2011 devant la plage ouest (PT3), devant la plage du pédoncule non abrité par la barre sableuse (PT4), devant la plage du pédoncule abrité par la barre sableuse (PT5), et sur le flanc externe de la barre sableuse (PT6).

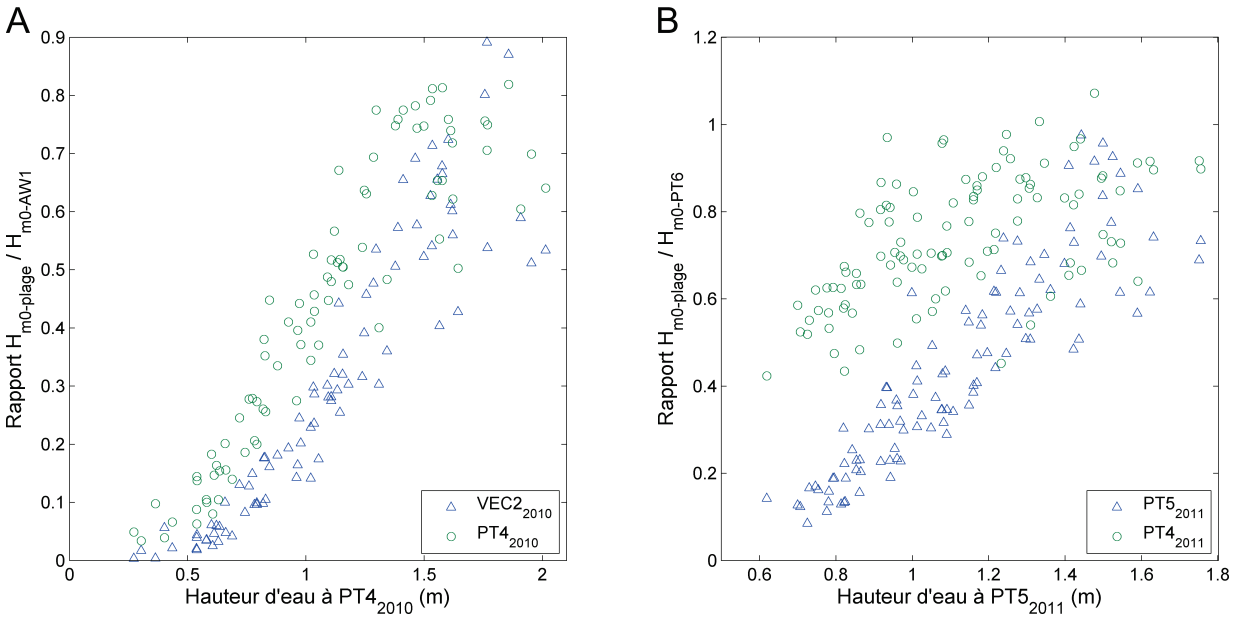


Figure 4.38. Rapport entre les vagues sur la plage du pédoncule et les vagues au large en fonction du niveau d'eau, montrant l'effet atténuateur de la barre sableuse à marée basse. (A) Pour 2010 par rapport aux vagues à AW1 (1,2 km au large). (B) pour 2011 par rapport aux vagues à PT6 (flanc externe de la barre).

Tableau 4.5. Principaux événements de fortes vagues enregistrés en 2010 en ordre décroissant à AW1 : date et heure du maximum à AW1 (heure avancée de l'est), hauteur significative des vagues H_{m0} (m), période moyenne T_{02} (s) et direction de provenance (°), niveau d'eau à AW1 lors du maximum à AW1 et plus haut niveau d'eau à ±6 heures du maximum (m par rapport au niveau marin moyen).

Rang	Date	AW1 H_{m0}	AW1 T_{02}	AW1 Dir	VEC2 H_{m0}	VEC3 H_{m0}	PT4 H_{m0}	AW2 H_{m0}	PT3 H_{m0}	Niveau eau	Niveau eau ±6h
1	2010-11-05 14:00	1,27	4,4	145	0,74	0,88	0,80	0,14	0,14	1,06	1,06
2	2010-10-07 08:00	1,17	4,1	139	0,58	0,64	0,51	0,24	0,07	-0,40	0,95
3	2010-09-09 13:00	1,12	4,7	148	*	*	*	0,09	*	0,55	0,81
4	2010-10-27 15:00	0,96	4,0	141	0,49	0,56	0,60	0,16	0,05	0,44	0,73
5	2010-10-15 20:00	0,91	4,0	142	0,58	0,60	0,63	0,09	0,06	0,60	0,68
6	2010-09-14 08:00	0,70	3,4	135	*	*	*	0,07	*	0,11	0,11
7	2010-08-09 18:00	0,66	4,2	148	*	*	*	0,07	*	-0,51	0,62
8	2010-08-16 13:00	0,62	3,1	153	*	*	*	0,19	*	-0,53	0,50
9	2010-09-25 13:00	0,58	4,5	144	*	*	*	0,07	*	0,40	0,75
10	2010-10-01 07:00	0,57	3,6	142	0,33	0,36	0,21	0,11	0,06	0,07	0,07
11	2010-09-18 17:00	0,56	2,9	134	*	*	*	0,10	*	-0,39	0,59
12	2010-08-04 14:00	0,55	2,9	139	*	*	*	0,08	*	-0,44	0,38
13	2010-08-03 13:00	0,50	3,0	138	*	*	*	0,06	*	-0,56	0,24
14	2010-08-19 15:00	0,50	2,8	148	*	*	*	0,06	*	-0,35	0,39
15	2010-09-04 15:00	0,50	3,0	137	*	*	*	0,11	*	-0,20	0,79
16	2010-08-06 15:00	0,49	2,9	146	*	*	*	0,17	*	-0,34	0,44
17	2010-08-26 16:00	0,49	4,9	153	*	*	*	0,07	*	0,44	0,45
18	2010-10-21 23:00	0,49	3,2	143	0,35	0,36	0,35	0,08	0,03	0,14	0,42
19	2010-08-17 15:00	0,46	3,1	139	*	*	*	0,08	*	-0,26	0,59
20	2010-08-25 15:00	0,46	2,7	142	*	*	*	0,06	*	0,18	0,18
21	2010-09-12 13:00	0,45	3,1	150	*	*	*	0,13	*	-0,32	0,67
22	2010-07-06 19:00	0,44	2,7	151	*	*	*	0,06	*	0,12	0,40
23	2010-08-02 13:00	0,44	2,7	141	*	*	*	0,08	*	-0,54	0,22
24	2010-10-09 13:00	0,44	2,7	258	0,26	0,54	0,20	0,51	0,43	0,65	1,02
25	2010-07-24 15:00	0,43	2,7	144	*	*	*	0,06	*	-0,17	-0,10

* non couvert par la période de déploiement de cet instrument

4.6. Principaux événements de fortes vagues enregistrés en 2010 à l'ouest de la presqu'île en ordre décroissant à AW2 : date et heure du maximum à AW2 (heure avancée de l'est), hauteur significative des vagues Hm0 (m), période moyenne T02 (s), direction de provenance (°), niveau d'eau à AW2 lors du maximum à AW2 et plus haut niveau d'eau à ±6 heures du maximum (m par rapport au niveau marin moyen).

Rang	Date	AW2 H_{m0}	AW2 T_{02}	AW2 Dir	PT3 H_{m0}	Niveau eau	Niveau eau ±6h
1	2010-10-09 16:00	0.51	2.6	280	0.43	1.01	1.02
2	2010-10-18 14:00	0.41	2.5	266	0.24	0.14	0.29
3	2010-09-23 11:00	0.33	2.5	275	*	0.07	0.47
4	2010-09-21 15:00	0.31	2.4	274	*	0.00	0.15
5	2010-10-23 14:00	0.26	2.3	280	0.20	0.75	0.76
6	2010-10-07 08:00	0.24	2.4	143	0.01	-0.43	0.89
7	2010-09-05 16:00	0.22	2.2	246	*	-0.40	0.14
8	2010-10-17 12:00	0.22	2.3	293	0.14	0.17	0.22
9	2010-10-11 13:00	0.21	2.3	326	0.19	0.30	1.09
10	2010-08-16 13:00	0.19	2.2	173	*	-0.55	0.37
11	2010-10-02 16:00	0.19	2.2	261	0.16	-0.03	0.60
12	2010-08-27 14:00	0.18	2.3	272	*	0.12	0.33
13	2010-10-24 16:00	0.18	2.2	270	0.16	0.63	0.67
14	2010-08-06 19:00	0.17	2.2	313	*	0.00	0.71
15	2010-11-08 20:00	0.17	2.2	266	0.15	0.02	1.02
16	2010-07-30 22:00	0.16	2.2	263	*	-0.19	0.39
17	2010-09-27 07:00	0.16	4.2	132	*	-0.15	0.05
18	2010-10-27 13:00	0.16	2.3	78	0.05	-0.12	0.74
19	2010-09-10 11:00	0.14	2.2	359	*	-0.44	0.70
20	2010-10-30 15:00	0.14	2.5	92	0.12	-0.09	0.49

* non couvert par la période de déploiement de cet instrument

Figure 4.39. Submersion côtière sur la presqu'ile de Penouille lors de l'événement de fortes vagues le plus élevé enregistré le 5 novembre 2010 en présence de vent sud-est, sur le pédoncule (gauche), sur la partie médiane (centre) et sur le littoral orienté nord-sud (droite).

Figure 4.40. Submersion côtière sur la presqu'ile de Penouille lors de l'événement de fortes vagues le plus élevé enregistré le 9 septembre 2010 en présence de vent de l'ouest, sur le pédoncule (gauche), sur la partie médiane (centre) et sur le littoral orienté nord-sud (droite).

Tableau 4.7. Principaux événements de fortes vagues enregistrés en 2011 en ordre décroissant à PT6 : date et heure du maximum à PT6 AW1 (heure avancée de l'est), hauteur significative des vagues H_{m0} (m) et période moyenne T_{02} (s),), niveau d'eau à PT5 lors du maximum à PT6 et plus haut niveau d'eau à ±6 heures du maximum (m par rapport au niveau marin moyen).

Rang	Date	PT6 H_{m0}	PT6 T_{02}	PT3 H_{m0}	PT4 H_{m0}	PT5 H_{m0}	Niveau eau	Niveau eau ±6h
1	2011-11-11 13:00	0,83	4,3	0,14	0,76	0,60	1.23	1.25
2	2011-08-29 01:00	0,76	3,6	0,05	0,69	0,44	1.00	1.13
3	2011-10-15 16:00	0,61	3,8	0,17	0,52	0,38	0.95	1.00
4	2011-08-22 19:00	0,57	3,7	0,04	0,50	0,29	0.72	0.78
5	2011-10-20 21:00	0,50	3,3	0,05	0,43	0,27	0.71	0.81
6	2011-08-03 06:00	0,50	3,5	0,03	0,43	0,29	0.72	0.80
7	2011-09-30 15:00	0,45	4,1	0,08	0,33	0,36	0.78	1.03
8	2011-08-11 00:00	0,44	3,7	0,03	0,42	0,37	0.89	0.95
9	2011-11-10 13:00	0,44	3,2	0,02	0,36	0,25	0.84	0.88
10	2011-09-13 13:00	0,44	3,2	0,02	0,38	0,19	0.49	0.65
11	2011-08-29 13:00	0,44	3,4	0,29	0,38	0,25	0.58	0.65
12	2011-11-28 04:00	0,43	3,3	0,03	0,19	0,10	0.26	0.26
13	2011-06-25 21:00	0,41	3,4	0,02	0,28	0,18	0.54	0.63
14	2011-07-05 06:00	0,39	4,5	0,02	0,28	0,30	0.93	0.99
15	2011-08-04 04:00	0,37	3,5	0,01	0,26	0,18	0.48	0.55
16	2011-10-26 01:00	0,37	4,3	0,02	0,23	0,23	0.77	0.77
17	2011-06-26 21:00	0,36	3,9	0,02	0,23	0,21	0.44	0.65
18	2011-08-01 16:00	0,35	2,9	0,01	0,34	0,12	0.49	0.51
19	2011-09-04 16:00	0,35	2,7	0,01	0,25	0,20	0.36	0.84
20	2011-08-30 16:00	0,32	2,7	0,02	0,30	0,19	0.67	0.71
21	2011-08-12 00:00	0,32	4,0	0,02	0,25	0,27	0.66	0.82
22	2011-06-29 13:00	0,32	2,9	0,01	0,22	0,04	0.23	0.23
23	2011-07-01 01:00	0,32	4,2	0,04	0,23	0,30	0.94	0.99
24	2011-06-19 18:00	0,31	3,8	0,11	0,18	0,12	0.37	0.37
25	2011-08-07 22:00	0,31	4,0	0,03	0,20	0,29	0.82	0.86

Les travaux réalisés par Koutitonsky (2001) montrent également l'influence des vents sur la propagation de houles extrêmes dans la baie de Gaspé. Les vagues peuvent être générées localement par les vents prédominants soufflant du nord-ouest, soit dans l'axe longitudinal de la baie. Ces vagues n'atteindront pas de grandes hauteurs, car le fetch est limité par la longueur de la baie, soit un maximum de 7 km (Koutitonsky, 2001). En contrepartie, les vagues générées par des vents provenant du sud-est peuvent atteindre une hauteur variant entre 4 et 7 m à l'embouchure de la baie car le fetch s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres vers le golfe du Saint-Laurent. Outre la vitesse et la direction des vents, la pression atmosphérique influence également le niveau de l'eau. Les résultats des travaux de Koutitonsky *et al.* (2001) montrent l'effet du baromètre inverse, c'est-à-dire que des fluctuations de pression atmosphérique au-dessus de la baie de Gaspé sont accompagnées par des fluctuations équivalentes et opposées du niveau de la surface de l'eau.

Les glaces littorales

L'activité glacielle contribue autant à l'érosion qu'à la sédimentation (Bernatchez et Dubois, 2004). La glace peut éroder, transporter des sédiments de toutes tailles (des argiles jusqu'aux blocs) pour ensuite les déposer lorsqu'elle fond sur le littoral ou en mer. Durant la période hivernale, la banquise et le pied de glace jouent un rôle de protection à la côte en atténuant l'énergie des vagues. À l'opposé, c'est lors de leur démantèlement que les processus d'érosion sont les plus actifs. Bien que l'action des glaces littorales ait fait l'objet de nombreuses études sur les côtes meubles de la rive nord et de la rive sud du Saint-Laurent (Dionne, 1989; Dionne, 1993; Dionne, 2011), ce processus est peu connu sur la presqu'île de Penouille. Dans les études réalisées sur la dynamique côtière de Penouille, quelques constats ont été rapportés sur l'activité glacielle sans nécessairement avoir fait l'objet d'une analyse détaillée. Parmi ces constats, les glaces auraient un rôle de protection du littoral (CSSA Consultants Ltée, 1992), mais aussi d'érosion sur le littoral orienté nord-sud (Veillette, 1986). De plus, selon les travaux de CSSA Consultants Ltée (1992), la période glacielle s'étend généralement de la fin décembre à la fin avril.

Les changements climatiques ont un effet sur l'activité glacielle. La superficie du couvert de glace et la durée de la saison glacielle sont à la baisse dans le golfe du Saint-Laurent (Hanson,

2006; Savard *et al.,* 2008). Les analyses que nous avons effectuées indiquent que la période de 2001 à 2010 présente les plus fortes réductions de la couverture de glace. Cette tendance à la réduction du couvert de glace expose la côte à un plus grand nombre de tempêtes, ce qui accélère l'érosion causée par les vagues (Hanson, 2006; Bernatchez et Dubois, 2004; Bernatchez *et al.,* 2008). Le littoral de la presqu'île de Penouille n'en serait pas épargné. Dans ce contexte, la présente étude a porté une attention particulière sur la période glacielle. L'analyse des images récoltées des cinq caméras de suivi entre mars 2010 et avril 2012 a permis de mieux comprendre l'évolution de la banquise et du pied de glace (Tableau 4.8). En raison du manque de données causé par des bris matériels de la caméra 2, aucune analyse n'a pu être effectuée à partir de cette caméra pour l'activité glacielle.

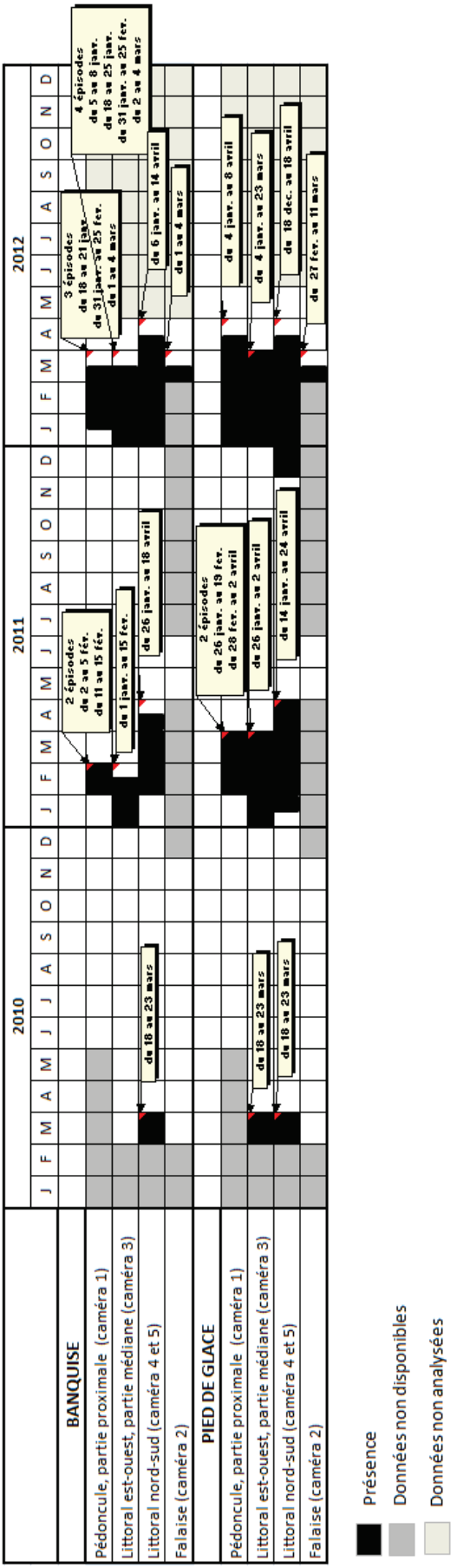


Tableau 4.8. Synthèse de l'activité glacielle réalisée à l'aide des images récoltées dans les caméras de suivi entre mars 2010 et avril 2012.

L'année 2012 enregistre la plus longue période de présence de la banquise. Sa superficie maximale, c'est-à-dire la surface couverte par la glace observée simultanément sur l'ensemble de la zone côtière de la presqu'île de Penouille, s'est échelonnée sur deux mois soit de la mi-janvier au début du mois de mars. C'est sur le littoral orienté nord-sud que la durée de la banquise a été la plus longue (du 6 janvier au 14 avril 2012), et ce, sans subir aucun démantèlement. Quant au littoral est-ouest, la partie médiane a subi quatre épisodes de démantèlement entre le 5 janvier et le 4 mars 2012 et trois épisodes de démantèlement de la banquise ont été observés entre le 18 janvier et le 4 mars 2012 à proximité du pédoncule. Le démantèlement successif dans ce secteur de la presqu'île de Penouille est dû à son degré d'exposition face aux vagues de tempêtes. Des niveaux d'eau élevés et des vagues de forte énergie provenant de l'est et du sud-est ont contribué au démantèlement observé le 25 février et le 4 mars 2012 (Figure 4.41).

Figure 4.41. Évolution de la banquise dans le secteur du pédoncule, avant, pendant et après une tempête survenue le 25 février 2012.

L'année 2011 s'est avérée une période glacielle réduite comparativement à l'année 2012, notamment pour le secteur du littoral est-ouest. La durée de la banquise s'est échelonnée entre le début de janvier et la mi-février. Deux épisodes de démantèlement ont été observés, et ce, près du pédoncule, le 5 et le 15 février 2011. Les observations effectuées au cours des deux derniers hivers montrent que le littoral nord-sud est sous l'emprise de la glace deux semaines avant le littoral est-ouest. Ce patron de formation est similaire aux constats obtenus lors des travaux réalisés à l'hiver 1973-74 et de 1990-91 (CSSA Consultants Ltée, 1992). En revanche, la séquence de déglacement diffère par rapport aux résultats obtenus par CSSA Consultants Ltée

(1992). Le déglacement sur le littoral est-ouest s'effectue maintenant plus d'un mois avant le littoral nord-sud comparativement à deux semaines aux printemps de 1973-74 et de 1990-91.

L'évolution du pied de glace a sensiblement suivi la même séquence que la banquise. C'est en 2012 que sa pleine formation est atteinte, et ce, dès le début janvier pour le littoral est-ouest et dès la mi-décembre pour le secteur du littoral nord-sud. Son démantèlement est observé vers la fin mars et le début d'avril. En 2011, le pied de glace s'est formé plus tard qu'en 2012, soit vers la fin janvier pour le littoral est-ouest et à la mi-janvier pour le littoral nord-sud. Deux démantèlements ont été observés sur le pédoncule, soit le 19 février et le 2 avril 2011. Celui du 19 février 2011 est causé par une tempête (Figure 4.42).

Figure 4.42. Évolution du pied de glace dans le secteur du pédoncule, avant, pendant et après une tempête survenue le 19 février 2011.

4.6 *Constats généraux*

L'analyse de l'évolution séculaire, décennale, annuelle et saisonnière de la presqu'île de Penouille indique une évolution atypique pour une flèche littorale. Ce système évolue davantage comme les systèmes de terrasses de plage à barres sableuses et montre une grande stabilité à long terme. La synthèse des résultats de ce chapitre nous permet d'avancer quelques constats généraux sur les facteurs régissant la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille.

Évolution historique de la ligne de rivage et facteurs naturels et anthropiques :

- Des huit périodes analysées entre 1948 et 2010, celles de 1979-1986, de 2001-2004 et de 2008-2010 présentent les périodes ayant enregistré les taux de recul de la ligne de rivage les plus élevés. Ceci coïncide avec une température moyenne annuelle chaude, une superficie du couvert de glace faible et un nombre de tempêtes hivernales élevé durant la période 1979-1986. De plus, les deux périodes récentes (2001-2004; 2008-2010) ont connu des fréquences de niveaux d'eau élevés et celle de 1979-1986 a enregistré le niveau d'eau moyen le plus élevé (associé à la tempête du 7 déc. 1983).
- Des huit périodes analysées entre 1948 et 2010, celles de 1970-1979 et de 1986-1993 ont enregistré les taux d'avancée de la ligne de rivage les plus élevés. Celle de 1986-1993 coïncide avec une température moyenne annuelle froide et une superficie du couvert de glace élevée. Celle de 1970-1979 a connu un réajustement de la ligne de rivage à la suite du démantèlement d'infrastructures côtières.
- L'évolution de la ligne de rivage par photo-interprétation entre 1948 et 2010 montre une stabilité du système. La mise en place d'infrastructures le long de la côte et leur démantèlement dans les années 70 a contribué à modifier de manière significative l'évolution de la ligne de rivage et de la plage venant masquer l'influence des facteurs naturels entre 1948 et 1979. Le démantèlement a aussi engendré un réajustement de la côte et favorisé la renaturalisation du système contribuant ainsi à un nouvel équilibre sédimentaire de l'ensemble de Penouille.
- L'analyse de la ligne de rivage par photo-interprétation entre 1948 et 2010 a clairement démontré que les structures de protection modifient la dynamique naturelle. Elles coupent l'apport sédimentaire en aval des structures lorsqu'elles sont perpendiculaires à la côte et empêchent les échanges sédimentaires entre la haute plage, le haut estran et le bas estran lorsqu'elles sont parallèles à la côte.
- La comparaison des taux de déplacement de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille à ceux enregistrés pour les côtes à flèche littorale de la péninsule gaspésienne montre des reculs de faible ampleur. Le bilan de l'évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010 montre une stabilité (0,07 m/an) alors qu'il n'est pas surprenant de mesurer

des taux de recul supérieurs à 1 m/an dans ce type de côte. Pour la même période d'analyse, la flèche littorale de Sandy Beach indique un taux de recul de l'ordre de -1,7 m/an.

Évolution actuelle et processus actifs :

- La direction des vents joue un rôle de premier plan dans les évènements d'érosion et de submersion exceptionnels de Penouille. Les épisodes de forts vents provenant de l'est et du sud-est affectent le littoral orienté est-ouest (secteur de la route d'accès) et ceux provenant de l'ouest et du sud-ouest affectent le littoral orienté nord-sud de Penouille (secteur du bâtiment de services).
- Les épisodes d'érosion et de submersion associés à des tempêtes sont plus importants sur le littoral orienté est-ouest de Penouille compte tenu de la longueur du fetch qui engendre des vagues de forte amplitude.
- Lors de tempêtes exceptionnelles, comme celle du 6 décembre 2010, l'ensemble de la plage s'érode, mais plus particulièrement la partie supérieure. Les parties inférieure et médiane de la plage s'engraissent peu à peu pour retrouver leur profil d'équilibre quelques mois après le passage de la tempête.
- Les cordons sableux de bas estran jouent un rôle important contre l'érosion des plages. Lors de tempêtes exceptionnelles ils migrent alors vers la côte et un échange sédimentaire s'opère entre la plage et les cordons sableux. De plus, il semble aussi y avoir une remontée des sédiments de la zone prélittorale vers la zone intertidale qui assure un certain équilibre sédimentaire du système côtier.
- L'indice de bilan sédimentaire des plages (IBSP) indique clairement que les plages de Penouille sont sensibles à l'effet des tempêtes. Elles subissent une érosion lors d'événements ponctuels, mais s'ensablent sur l'échelle annuelle.
- La période glacielle s'étend généralement sur environ 2 mois, entre janvier et mars. Durant cette période, le littoral devrait être protégé de l'action des vagues, plus particulièrement sur le littoral orienté nord-sud. Cependant, les tempêtes et les hauts niveaux d'eau ont la capacité de créer des démantèlements successifs de la banquise et du pied de glace sur le littoral est-ouest, ce qui expose directement la plage aux événements de tempête subséquents.
- Sur le littoral orienté est-ouest, la période glacielle se termine 1 mois plus tôt que sur le littoral orienté nord-sud. Cette séquence de déglacement de la banquise observée dans le cadre de cette étude est différente de celle observée à l'hiver de 1991-92. Durant cet hiver, le littoral orienté est-ouest n'était libre de glace que 15 jours avant le littoral orienté nord-sud. Ceci s'explique par une température moyenne annuelle froide, un nombre de tempête faible en période hivernale et une superficie du couvert de glace élevée à l'échelle du golfe du Saint-Laurent enregistrés entre 1986 et 1993.

- Le bilan de l'évolution récente de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille indique une certaine stabilité entre 2005 et 2011 (-0,07 m/an). Ce résultat est comparable au taux moyen de 0,07 m/an obtenu par photo-interprétation pour la période de 1948 à 2010.

4.7 *Références*

Allard, M. et Tremblay, G., 1979. Étude géomorphologique : Parc national Forillon, Québec. Laboratoire de géomorphologie, Département de géographie de l'Université Laval, Québec, 449 p.

Argus Groupe-Conseil inc, 1992. Carte de dépôts de surface (document de travail). Service des inventaires forestiers, ministère des Forêts, Gouvernement du Québec.

Barber, C. B., Dobkin, D.P., Huhdanpaa, H.T., 1996. The Quickhull Algorithm for Convex Hulls. ACM Transactions on Mathematical Software, Vol. 22, No. 4, p. 469-483.

Bernatchez, P. et Fraser, C., 2012. Evolution of coastal defence structures and consequences for beach width trends, Québec, Canada. Journal of Coastal Research, (First published online). DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00189.

Bernatchez, P., Fraser, C., Lefaivre, D. et Dugas, S., 2011. Integrating anthropogenic factor, geomorphological indicators and local knowledge in the analysis of coastal flooding and erosion hazards. Oceans and Coastal Management, 54, pp. 621-632.

Bernatchez, P. et Dubois, J.-M., 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime Laurentien. Géographie physique et Quaternaire, 58, pp. 45-71.

Bernatchez, P. et Quintin, C., 2007. Synthèse des connaissances actuelles de la dynamique géomorphologique de l'écosystème côtier du parc national du Canada Forillon (PNCF). Rapport de recherche remis à Parcs Canada. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, 42 p.

Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S. et Morissette, A., 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.

Bernatchez, P., Jolivet, Y., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Toubal, T. et 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. Rapport méthodologique remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2011, 49 p.

Blott, S. J. et Pye, K., 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Process. Landforms, n° 26, pp. 1237 à 1248.

Bouchard, B., 1971. Baie de Gaspé, étude de courants de marée : rapport préliminaire. Ministère des richesses naturelles, Service d'aménagement hydraulique, Québec, 22 p.

Carrière, J.-B., 1974. A physical study of the Havre and Baie de Gaspé. Thèse M. Sc., Dalhousie University, Halifax, 162 p.

CREM, 1978. Étude d'impact d'utilisation au parc national Forillon. Vol. 1, rapport remis à Parcs Canada, Université de Montréal.

CSSA Consultants Ltée., 1992. Étude de la dynamique du littoral de la Presqu'île de Penouille-Parc national Forillon. Environnement Canada, Service canadien des parcs, 108 p.

Dawson, R. J. (dir), 2009. Integrated analysis of risks of coastal flooding and cliff erosion under scenarios of long term change. Climatic Change, 95, pp. 249–288

de la Vega-Leinert, A.C. et Nicholls, R.J., 2008. Potential Implications of Sea-Level Rise for Great Britain. Journal of Coastal Research, 24 (2), pp. 342-357

Dionne, J.-C. 1989. An estimate of shore ice action in a spartina tidal marsh, St. Lawrence estuary, Québec, Canada. Journal of Coastal Research, 5(2), pp. 281-293

Dionne, J.-C. 1993. Sediment load of shore ice and ice rafting potential, Upper St. Lawrence estuary, Québec, Canada. Journal of Coastal Research, 9(3), pp. 628-646

Dionne, J.-C. 2011. Troisième bibliographie sur le glaciel couvrant principalement la période de 1974 à 2010. Bulletin de recherche no 186, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, 87 p.

Fox, W.T., Haney, R.L. et Curran, H.A., 1995. Penouille Spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Québec, Canada. Journal of Coastal Research, 11(2), pp. 478-493

Hanson, A.R. (dir.), 2006. Ecosystem impacts of sea-level rise and climate change on the coastal zone of south-eastern New Brunswick. Rapport technique n 463. Service canadien de la faune, Région de l'Atlantique, Sackville, Nouveau-Brunswick, Canada. 233 p.

Héquette ,A. et Ruz M-H., 1991. Spit and Barrier Island Migration in the Southeastern Canadian Beaufort Sea. Journal of Coastal Research, 7(3), pp. 677-698

Hill, H.W.; Kelley, J.T.; Belknap, D.F., and Dickson, S.M., 2004. The effects of storms and storm-generated currents on sand beaches in southern Maine, USA. Marine Geology, 210, 149–168.

Jolicoeur, S., Giangioppi, M. et Bérubé, D., 2010. Réponse de la flèche littorale de Bouctouche (Nouveau-Brunswick, Canada) à la hausse du niveau marin relatif et aux tempêtes entre 1944 et 2000. Géomorphologie : relief, processus, environnement. [En ligne] Adresse URL : http://geomorphologie.revues.org/7839 (mis en ligne en avril 2012)

Leclerc, A.M., 2010. Ouvrages de protection du littoral : effets sur la morphologie des plages et sur les communautés benthiques intertidales, région de Saint-Simon et de Bonaventure, baie des Chaleurs (Québec, Canada). Mémoire M. Sc., Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski/Université du Québec à Montréal, 160p.

Koutitonsky, V.G., 2001. Études de la réfraction et des vitesses orbitales des houles pour le choix de sites de mariculture d'omble de fontaine dans la baie de Gaspé. Rapport LHE 01-2, Institut des sciences de la mer de Rimouski, UQAR, Rimouski, Canada, 107 p.

Koutitonsky, V.G., Desrosiers, G., Pelletier, É., Zakardjian, B., Ouellet, D., De Montety, L., Leblanc, S., Desmeules G. et Guyondet, T., 2001. Études hydrodynamiques, sédimentologiques et benthiques pour le choix de sites de mariculture d'omble de fontaine dans la baie de Gaspé. Rapport LHE 01-1, Institut des sciences de la mer de Rimouski, UQAR, Rimouski, Canada, 240 p.

Mimeault, M., 1980. Penouille et Gaspé, une étude toponymique, Gaspé, Canada. Musée de Gaspé, Gaspé, 34 p.

Morton R.A., Gibeaut, J.C., Paine, J.G.,1995. Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. Marine geology, 126, pp.161-179.

Ollerhead, J. et Davidson-Arnott, R.G.D., 1995. The evolution of Buctouche Spit, New Brunswick, Canada. Marine geology, 124, pp. 215-236.

Paskoff, R.P., 2004. Potential implications of sea-level rise for France.Journal of Coastal Research, 20(2), 424–434.

Service hydrographique du Canada, 2012. Marées, courants et niveaux d'eau. [En ligne] Adresse URL: http://www.lau.chs-shc.dfo-mpo.gc.ca/ (consulté le 24 septembre 2012)

Savard, J-P., Bernatchez, P., Morneau, F., Saucier, F., Gachon, P., Senneville, S.,Fraser, C. et Jolivet, Y., 2008. Étude de la sensibilité des côtes et de la vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques : sommaire à l'usage des décideurs. Ouranos, 35 p.

SDAGE, 2005. Guide technique n°9, Connaissance et gestion de l'érosion du littoral. 51 p.

Veillette, D., 1986. Incidence du mur de soutènement de Penouille sur l'érosion de la plage, Parc nationale Forillon. Environnement Canada, Service des parcs, région du Québec, Québec, 41 p.

Veillette, J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec [document cartographique]. Commission géologique du Canada, carte 1804A. Échelle 1 : 125 000

Chapitre 5

Synthèse de la dynamique de la lagune et du marais de Penouille

La lagune et le marais de Penouille forment un écosystème particulier, dont l'évolution est déterminée par l'interaction entre les forces hydrodynamiques (courant, niveau d'eau et vagues), les processus glaciels, les capacités d'adaptation des espèces végétales, le transport sédimentaire, l'érosion-accrétion à long terme et la variation du niveau marin relatif.

Le marais, dont l'installation commença il y a environ un millénaire, est relativement stable présentement, bien que le marais supérieur s'étende un peu au détriment du marais inférieur et que ce dernier se fasse aussi éroder très lentement du côté de la lagune à certains secteurs. L'évolution du marais au cours du XXI^{e} dépendra beaucoup de la hausse eustatique du niveau marin due aux changements climatiques globaux et de la capacité du marais à s'ajuster à ces nouvelles conditions.

Urs Neumeier et Claude Gibeault
Laboratoire de sédimentologie marine,
Institut des sciences de la mer de Rimouski,
Université du Québec à Rimouski

5 Synthèse de la dynamique de la lagune et du marais de Penouille

5.1 *Introduction*

Ce chapitre présente les résultats et les conclusions sur la végétation du marais de Penouille (état actuel et évolution récente), les sédiments superficiels de la lagune et du marais, l'évolution du marais à travers les carottes de sédiment, les taux d'accrétion anciens et actuels, les niveaux d'eau et les vagues dans la lagune ainsi que les courants dans la passe.

Les résultats sur les communautés benthiques de la lagune de Penouille ont fait l'objet d'un rapport séparé remis à Parc Canada en 2011 (de Montety *et al*., 2011).

Dans le présent chapitre, toutes les altitudes (le terme élévation est aussi utilisé dans certains passages) sont exprimées par rapport au plan de référence des cartes terrestres, c'est-à-dire le niveau marin moyen mesuré à Pointe-au-Père (NMM29), obtenu localement par la borne géodésique 99K0177 située devant Fort Péninsule (altitude 44,10 m). Cela ne correspond pas tout à fait au niveau marin local, et encore moins au niveau moyen de l'eau dans la lagune (cf. section 5.6.1). Les niveaux d'eau sont également exprimés par rapport au NMM29, contrairement aux prédictions de marée qui sont usuellement données par rapport au zéro des cartes marines (0,907 m plus bas à Gaspé).

Les personnes suivantes ont participé à l'étude du marais et de la lagune :

- Urs Neumeier (professeur, supervision générale, plaques d'accrétion, niveau d'eau, vagues et courants)
- Claude Gibeault (étudiant à la maîtrise, cartographie végétation, prélèvement et analyse sédiments superficiels et carottes, analyse photographies aériennes historiques)
- Laure de Montety (professionnelle de recherche, benthos)
- Rosalie Davreux (assistante de recherche, aide sur le terrain et en laboratoire)
- Philippe Archambault (professeur, supervision benthos)

- Sylvain Leblanc (technicien ISMER, aide pour prélèvement carottes et instruments océanographiques)
- Jacques Labrie (professionnel de recherche, aide pour analyse carottes)
- Isabelle Desbiens (professionnelle de recherche, datations ^{210}Pb et ^{137}Cs)
- Thibault Coulombier (étudiant de maîtrise, aide pour instruments océanographiques)

5.2 *Végétation*

5.2.1 Méthode

Deux campagnes d'échantillonnage de la végétation ont été réalisées en juillet 2010 et 2011. Durant ces périodes, la végétation a été échantillonnée à 205 sites répartis sur l'ensemble du marais. Les espèces végétales ont été déterminées à l'intérieur d'un quadrat de 1 m^2. Leur recouvrement au sol a aussi été évalué dans ce quadrat selon une classification basée sur des catégories de pourcentages. Cette méthode a permis d'identifier les espèces dominantes et secondaires à chaque site. La combinaison récurrente des espèces végétales, constatée entre les sites, a conduit à l'élaboration des principales communautés végétales du marais. Les limites séparant les différentes communautés végétales ont été tracées dans un système d'information géographique (ArcGIS 10) afin d'en produire une cartographie. Outre les observations acquises sur le terrain, la délimitation des communautés végétales est aussi basée sur les variations spectrales observées à partir de la plus récente image aérienne infrarouge (2008) ainsi que les valeurs d'élévation provenant des données lidar. À noter que les zones subtidales et supratidales ont été exclues de la cartographie, qui ne présente que les communautés végétales se trouvant dans la zone intertidale. Les élévations de chaque communauté ont été obtenues à partir des mesures DGPS des sites des quadrats ou à partir des données lidar. Ces altitudes ont été converties en fréquence d'inondation en utilisant les niveaux d'eau mesurés dans la lagune (Section 5.6, Figure 5.19).

5.2.2 Communautés végétales et leur répartition spatiale

D'une manière simplifiée, onze communautés végétales caractérisent l'ensemble du marais de Penouille (Figure 5.1). Le fichier électronique de l'extension des communatés (shapfile pour ArcGIS) a aussi été transmis aux gestionnaires du Parc national du Canada Forillon. La distinction entre les communautés végétales reflète en premier lieu les différentes combinaisons des espèces qui caractérisent une zone. Ces espèces végétales sont classées par ordre d'importance dans les deux catégories d'espèces dominantes et secondaires, selon nos observations. Dues à une imprécision d'identification de certaines graminées ou par manque d'observation détaillée, certaines communautés végétales ne sont pas décrites de manière

exhaustive. La répartition spatiale des espèces végétales est fonction de leur capacité d'adaptation face aux stress des facteurs physiques, chimiques et biotiques locaux, c'est-à-dire la fréquence et la durée d'inondation, la capacité de drainage du sol, la salinité du sol, la compétition interspécifique, le broutage, etc. (Pennings et Callaway, 1992; Crain *et al.*, 2004; Ewanchuk et Bertness, 2004; Smith *et al.*, 2012). Par exemple, certaines espèces comme la spartine alterniflore (*Spartina alterniflora*) supportent mal la compétition interspécifique, ce qui les pousse à s'établir davantage dans les zones inférieures des marais, où elles se sont mieux adaptées aux stress physiques. À l'inverse, certaines espèces dont la spartine étalée (*Spartina patens*) et le jonc de Gérard (*Juncus gerardii*) s'installent en plus haute altitude car elles supportent moins les sols fréquemment engorgés d'eau. Il existe une bonne concordance entre les communautés végétales et l'élévation.

Tableau 5.1. Liste des communautés végétales cartographiées dans le marais de Penouille et leurs superficies totales.

	Nom	Abréviation	superficie (m^2)
#1	Spartinaie alterniflore à plantain maritime et glaux maritime	Sa+Pm+Gm	134 130
#2	Plantaginaie maritime à limonie de Nash et Puccinellie maigre	Pm+Ln+Pp	1 570
#3	Spartinaie alterniflore à troscart maritime et limonie de Nash	Sa+Tm+Ln	430
#4	Jonçaie de Gérard à spartine étalée	Jg+Sp	41 630
#5	Jonçaie de Gérard à spartine étalée et carex paléacé	Jg+Sp+Cp	17 280
#6	Spartinaie étalée à plantain maritime	Sp+Pm	9 820
#7	Spergularaie du Canada à arroche hastée et salicorne d'Europe	Sc+Ah+Se	1 890
#8	Festuçaie rouge à jonc de la Baltique et plantain maritime	Fr+Jb+Pm	2 680
#9	Cariçaie paléacé	Cp	1 200
#10	Scirpaie maritime à ruppie maritime	Sm+Rm	880
#11	Jonçaie de Gérard à troscart maritime	Jg+Tm	660

Marais inférieur

Le marais inférieur couvre plus de 135 000 m^2 de superficie, soit près du deux tiers de la superficie totale du marais. L'espèce la plus dominante est la spartine alterniflore, qu'on retrouve parfois même dans les zones de marais supérieur. Deux autres espèces dominantes dans l'ensemble du marais, surtout dans les zones de spartine alterniflore, sont le plantain maritime (*Plantago maritima*) et le glaux maritime (*Glaux maritima*). La spartine alterniflore a cette

capacité de bien oxygéner le sol permettant également un meilleur drainage, ce qui facilite sa survie et celle d'autres espèces dans cette zone très inondable (Ewanchuk et Bertness, 2004). D'ailleurs, la fréquence d'inondation des communautés végétales caractérisant les zones de marais inférieur peut varier de 15 jusqu'à 50 % selon l'élévation. Le marais inférieur est souvent caractérisé par un relief très accidenté où l'on observe des marelles et des chenaux de marée de toutes tailles. Les glaces flottantes sont en grande partie responsables des processus d'érosion et d'accrétion hétérogènes dans cette partie de marais. Le type de sédiment peut varier selon l'endroit, cependant le marais inférieur est à prédominance vaseuse, parfois sablo-vaseuse.

Les communautés sont présentées par ordre de superficie décroissante. 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.

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 cm ± 9,7
F_{inond} :	31,1 % ± 9,3
Photo :	Figure 5.2A et 5.2B

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 cm ± 2,0
F_{inond} :	23,8 % ± 0,2
Photo :	Figure 5.2C

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

Espèces dominantes : *Spartina alterniflora*, *Triglochin maritima*, *Limonium nashii* et *Spergularia canadensis*

Espèces secondaires : *Plantago maritima*, *Triglochin gaspense*, *Spartina patens*, *Juncus gerardii*, *Glaux maritima* et *Salicornia europaea*

Moyenne H_{veg} : n.d.

F_{inond} : 17,0 %

Marais supérieur

Le marais supérieur couvre plus de 75 000 m^2 de superficie, ce qui constitue le tiers restant de la superficie totale du marais. La diversité des espèces augmente généralement dans cette partie du marais, bien que ce ne soit pas toujours le cas. Deux espèces dominent largement la compétition interspécifique du marais supérieur par leur fort pourcentage de couverture : il s'agit de la spartine étalée et du jonc de Gérard. Selon nos observations, la spartine étalée a tendance à former une bande s'installant entre les zones dominées par la spartine alterniflore et le jonc de Gérard, ce qui représente une espèce de transition par rapport au gradient d'élévation ou de fréquence d'inondation. La fréquence d'immersion caractérisant le marais supérieur est généralement inférieure à 15 %. Bien que la fréquence d'immersion soit plus faible par rapport au marais inférieur, le marais supérieur renferme un sol considéré hypersalin en raison du contexte de précipitation des sels lors du processus d'évaporation, surtout en été (Pennings et Callaway, 1992). Le type de sédiment caractérisant les communautés végétales du marais supérieur est aussi variable selon l'endroit : il peut présenter une granulométrie très fine tout comme plus grossière. Par exemple, la présence de dunes sableuses dans le marais supérieur adjacent à la presqu'île fait augmenter la teneur en sable en raison du transport éolien de sables fins. Cependant, la teneur en matière organique est beaucoup plus élevée due à une forte densité de la végétation et une production subséquente de matière organique. Les communautés sont présentées par ordre de superficie décroissante.

Communauté végétale #4 : Jonçaie de Gérard à spartine étalée

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

Espèces secondaires : *Atriplex hastata*, *Plantago maritima*, *Potentilla anserina*, *Puccinellia paupercula*, *Spartina alterniflora*, *Hordeum jubatum*, *Spergularia canadensis*, *Salicornia europaea*, *Solidago sempervirens*, *Triglochin maritima*, *Juncus balticus*, *Carex paleacea*, *Festuca rubra* et *Hierochloe odorata*

Moyenne H_{veg} : 45,0 cm ± 10,3

F_{inond} : 10,6 % ± 7,1

Photo : Figure 5.2D et 5.2E

Communauté végétale #5 : Jonçaie 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 cm ± 12,0

F_{inond} : 5,6 % ± 3,2

Photo : Figure 5.3A et 5.3B

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 cm ± 8,7

F_{inond} : 15,4 % ± 0,1

Photo : Figure 5.3C et 5.3D

Communauté végétale #7 : 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 cm ± 1,6

F_{inond} : 16,6 % ± 5,1

Photo : Figure 5.2F

Communauté végétale #8 : Festuçaie 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 %

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 %

Photo : Figure 5.3E

Communauté végétale #10 : Scirpaie maritime à ruppie maritime

Espèces dominantes : *Scirpus maritimus* et *Ruppia maritima*

Espèces secondaires : *Triglochin maritima*

Moyenne H_{veg} : 37,0

F_{inond} : 5,8 %

Photo : Figure 5.3F

Communauté végétale #11 : Jonçaie 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 %

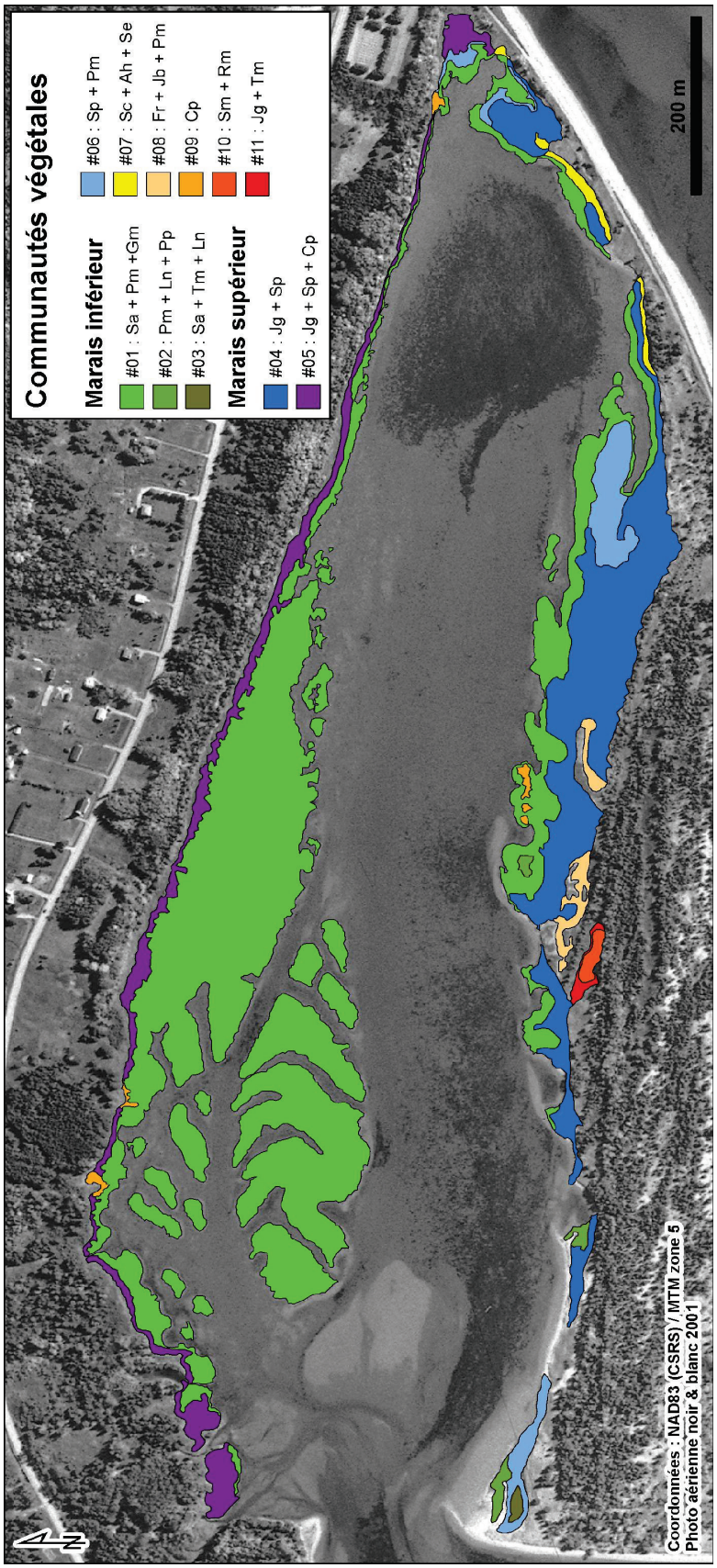


Figure 5.1. Carte de la répartition des communautés végétales du marais de Penouille en 2010-2011 (voir Tableau 5.1 pour les noms complets).

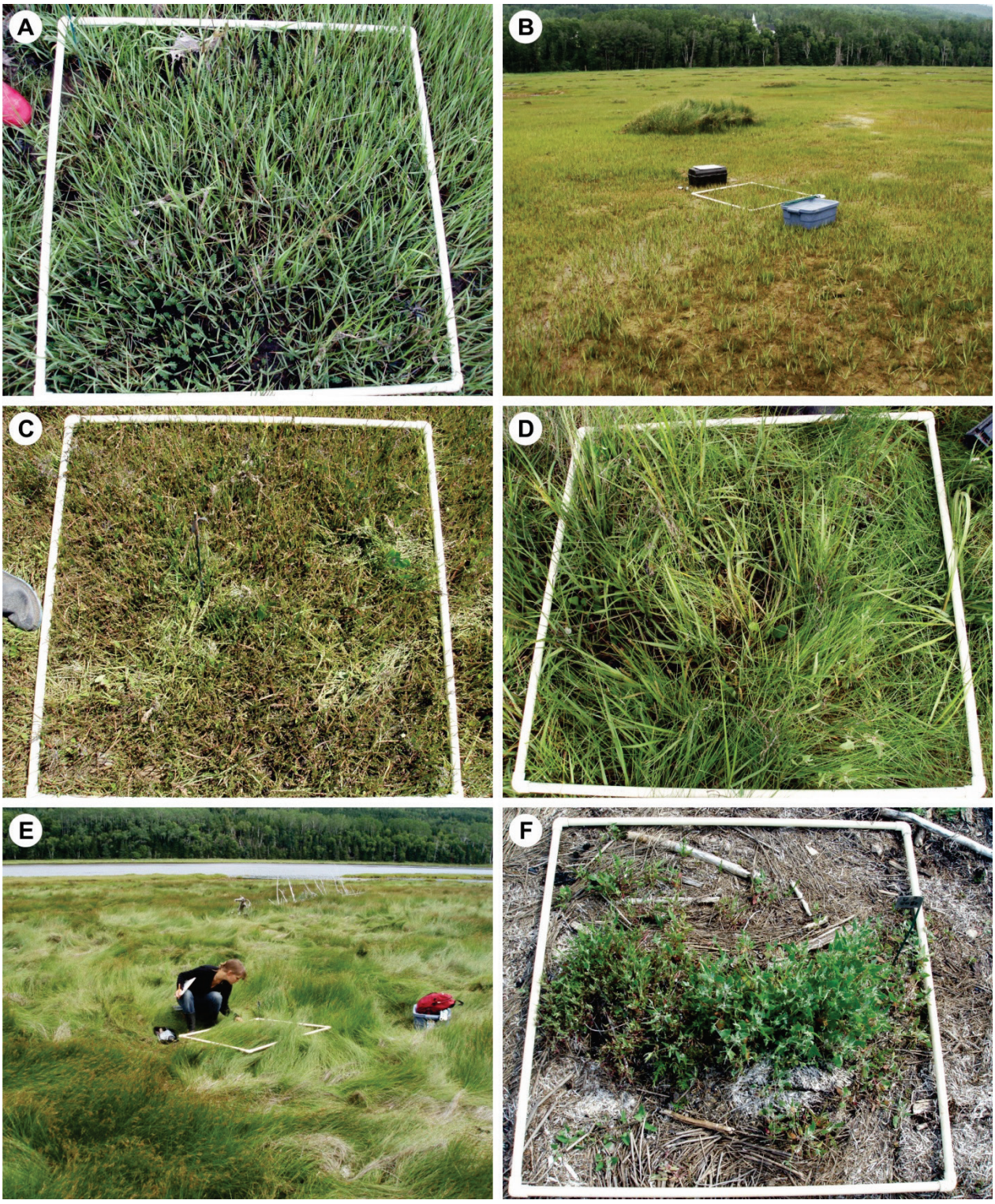


Figure 5.2. Illustration des communautés végétales : (A) et (B) #1 Spartinaie alterniflore à plantain maritime et glaux maritime, (C) #2 Plantaginaie maritime à limonie de Nash et Puccinellie maigre, (D) et (E) #4 Jonçaie de Gérard à spartine étalée, (F) #7 Spergularaie du Canada à arroche hastée et salicorne d'Europe.

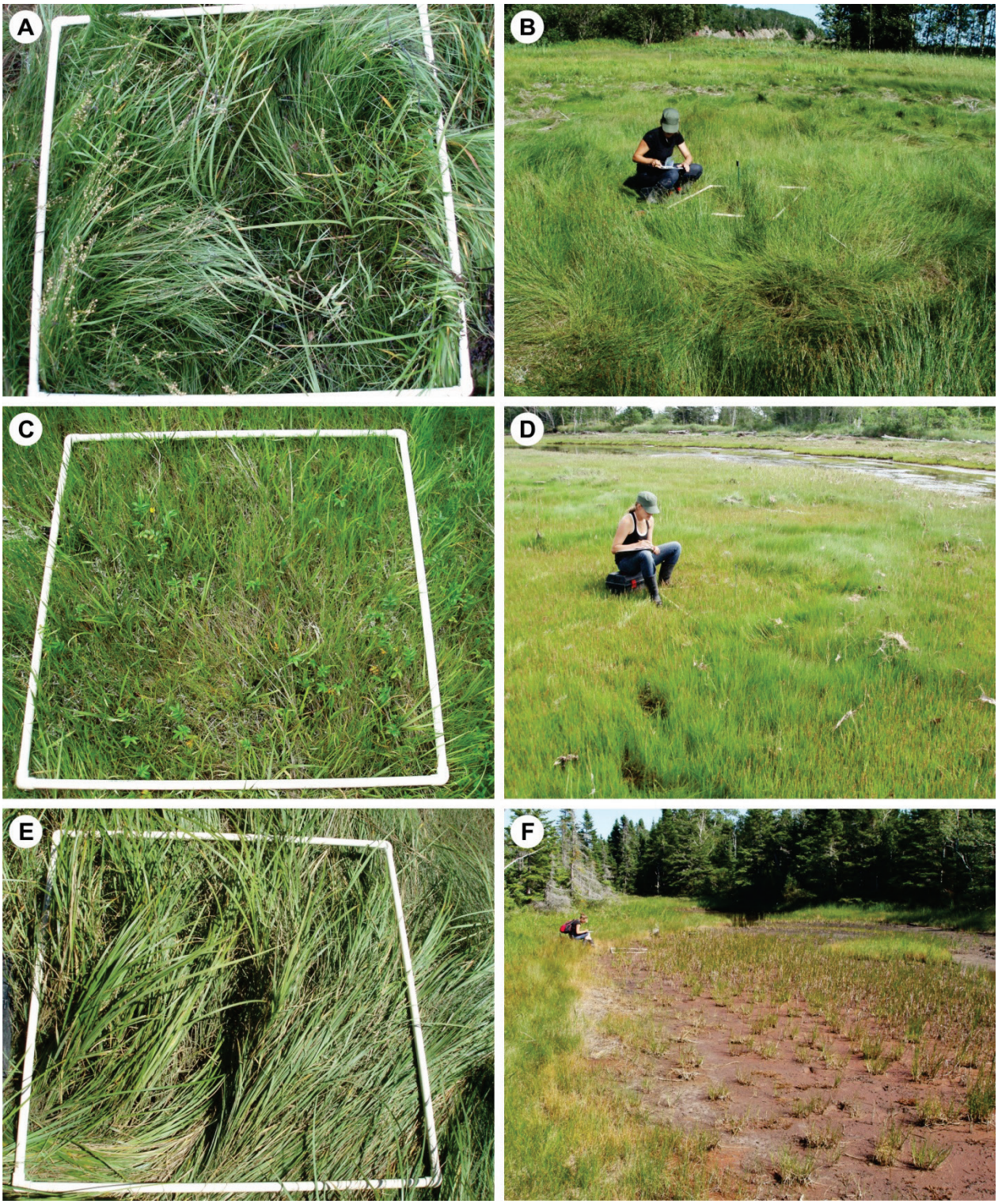


Figure 5.3. Illustration des communautés végétales : (A) et (B) #5 Jonçaie de Gérard à spartine étalée et carex paléacé, (C) et (D) #6 Spartinaie étalée à plantain maritime, (E) #9 Cariçaie paléacé, (F) #10 Scirpaie maritime à ruppie maritime.

5.2.3 Évolution depuis ~1975

Une comparaison entre la cartographie des groupements végétaux produite par Jean-Pierre Beaumont en 1977 (Beaumont, 1978) et celle actuelle (2010-2011) nous révèle quelques transformations mineures, surtout au niveau de l'évolution latérale des limites. Cependant, ces transformations pourraient être aussi associées à des erreurs de géoréférencement des cartes, une imprécision de traçage reliée aux techniques de cartographie d'époque, ou tout simplement à des divergences d'interprétation des groupements végétaux et de leurs limites. En superposant la cartographie de Jean-Pierre Beaumont à la photographie aérienne de 1975, certaines limites de l'interface marais/lagune et des groupements végétaux de Beaumont ne correspondent pas toujours à celles que nous observons; ceci est probablement dû à l'imprécision de la cartographie de l'époque. Ces différences de limites sont-elles dues à des imprécisions ou à de réelles transformations ? Difficile d'affirmer avec exactitude.

En combinant les limites de Beaumont avec celles que nous interprétons aujourd'hui, il est toutefois évident que depuis plus d'une trentaine d'années, certaines limites des communautés végétales, soient les interfaces marais inférieur/supérieur et lagune/marais, ont subi des avancées ou des reculs latéraux de l'ordre de quelques mètres à une dizaine de mètres (Figure 5.4). Sur cette figure, les flèches noires pleines indiquent des zones d'érosion et des reculs évidents de la végétation tandis que les flèches noires vides montrent des zones de succession et d'avancée végétale évidentes. Cependant, la mesure exacte est très difficile à quantifier en raison du niveau d'erreur relatif qui pourrait s'avérer important. Pour tout autre résultat de changement, l'imprécision ne permet pas d'en arriver à des conclusions claires.

L'évolution des limites de l'interface marais/lagune a été mesurée sur les photographies aériennes de 1975, 1986, 1993, 2004 et 2008. La limite marais-supratidal a été considérée comme fixe sur la période 1975-2008, car aucune action anthropique d'endiguement ou de remblaiement n'a eu lieu, et qu'aucun mouvement naturel significatif n'a été observé (voir aussi chapitre 4). Durant ces 33 ans, la superficie totale du marais a diminué d'environ 3 % (Figure 5.5).

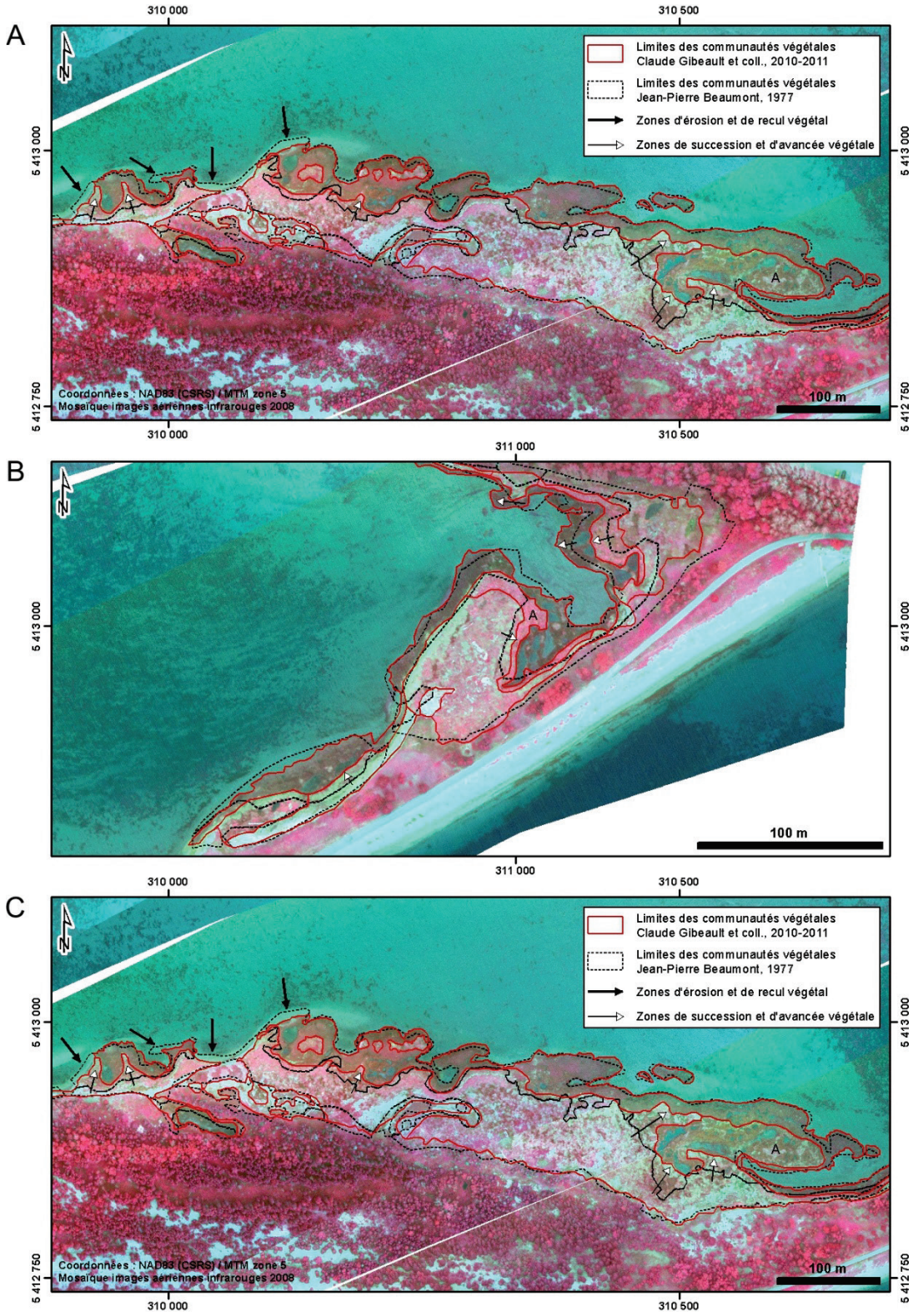


Figure 5.4. Évolution des limites des communautés végétales entre 1977 (Beaumont, 1978) et 2010-2011, (A) secteur sud, (B) pédoncule, (C) secteur nord-ouest.

Pour affiner l'analyse, le marais a été divisé en sept secteurs (Figure 5.6). Une diminution statistiquement significative est observée pour les secteurs NW, Îles, N et E. Les pertes étaient les plus importantes pour les secteurs NW (-10,9 % en 33 ans) et Îles (-8,8 %). Cette érosion latérale est une conséquence fréquente de l'action des glaces flottantes, qui arrachent parfois des blocs de végétation (appelés aussi radeau de végétation). Ces blocs sont ensuite déposés aléatoirement dans le marais, la lagune ou même à l'extérieur du système (Dionne, 1989). Lors de tempêtes ou de surcotes, l'action des vagues et des forts courants pourrait aussi éroder les zones à microfalaises (Schwimmer et Pizzuto, 2000). Toutefois, les petites hauteurs de vagues mesurées dans la lagune de Penouille (section 5.6.2) suggèrent une faible contribution des vagues à l'érosion, et elles sont surtout actives dans la partie occidentale de la lagune. Le suivi de l'évolution des limites des communautés peut nous renseigner sur la réponse du marais face aux variations du niveau marin (Warren et Niering, 1993; Smith *et al.*, 2012). Par exemple dans les secteurs S et E (pédoncule) (Figure 5.4A et 5.4B), une succession végétale progressive d'espèces de marais supérieur (*i.e. Spartina patens* et *Juncus gerardii*) au détriment de la spartine alterniflore s'opère depuis une trentaine d'années. Cette succession pourrait signifier que l'accrétion verticale a été suffisante pour abaisser la fréquence d'inondation et permettre aux communautés moins tolérantes comme la spartine étalée de s'étaler vers la lagune. Le temps de réponse des successions végétales face aux variations du niveau marin peut être rapide dans un environnement microtidal comme Penouille, de l'ordre de quelques années. Une hausse du niveau marin relatif plus rapide que le taux d'accrétion provoquerait l'inondation progressive du marais. Ce processus induira un stress environnemental sur les plantes, les obligeant à reculer ou à disparaître (Friedrichs et Perry, 2001). De là l'importance pour un marais de s'élever au même rythme que la hausse locale du niveau marin.

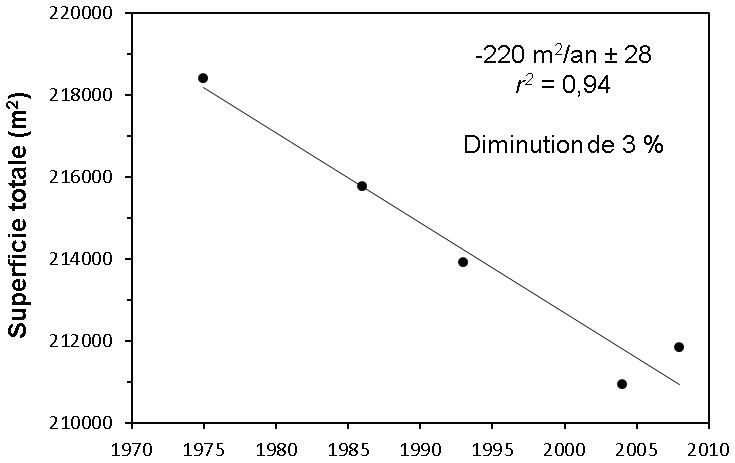


Figure 5.5. Évolution de la superficie du marais entre 1975 et 2008 à partir de photographies aériennes.

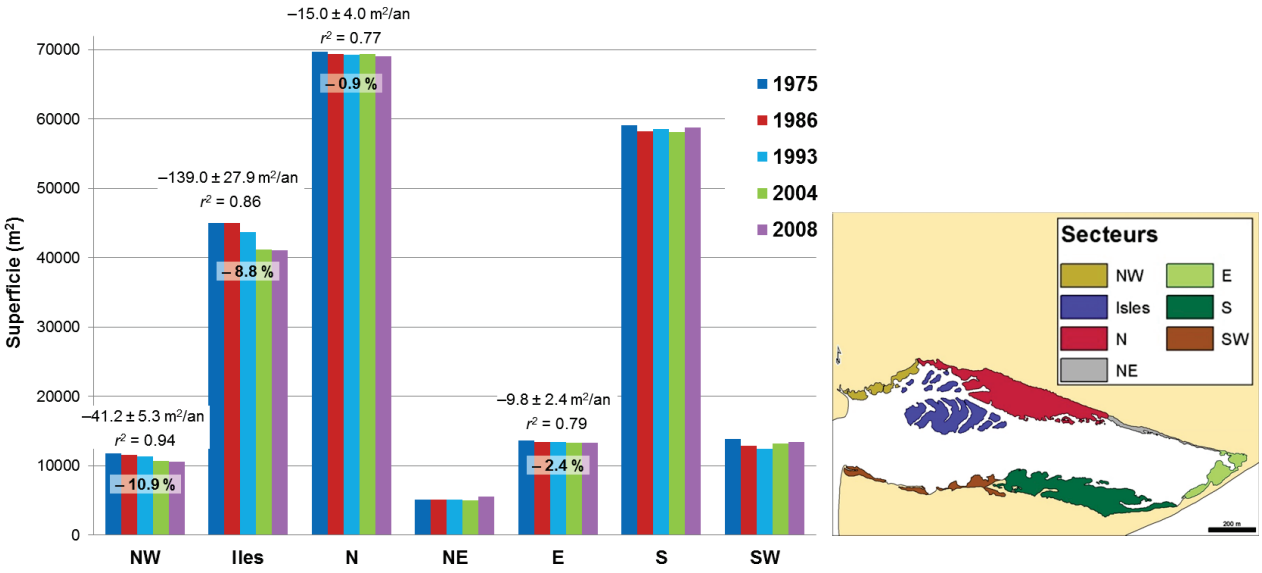


Figure 5.6. Évolution de la superficie des différents secteurs du marais entre 1975 et 2008 à partir de photographies aériennes.

5.2.4 Évolution des marelles

L'évolution d'une trentaine de marelles de grande envergure a été suivie sur les cinq meilleures photographies aériennes (1963, 1975, 1986, 2004 et 2008; Figure 5.7). Le choix des marelles repose sur la capacité de tracer leurs contours avec confiance sur toutes les photos. Cependant, huit marelles n'ont pas pu être tracées sur les photos de 1963 et/ou 1975 par manque de contraste. Les contours des marelles ont été tracés dans ArcGIS afin d'en calculer les superficies et les périmètres (Figure 5.8). Les corrélations de Pearson (r) ont été utilisées pour déterminer si une hausse ou une baisse significative ($p < 0,05$) de la superficie et du périmètre est survenue.

La résolution spatiale non optimale des photographies aériennes, combinée aux difficultés du traçage, peuvent avoir conduit à une marge d'erreur non négligeable des superficies et des périmètres. Les imperfections du géoréférencement peuvent induire des faux mouvements latéraux des marelles. De manière générale, la qualité des photos et la précision du traçage augmentent avec les années, et seulement l'image acquise en 2008 lors du relevé lidar est de qualité excellente.

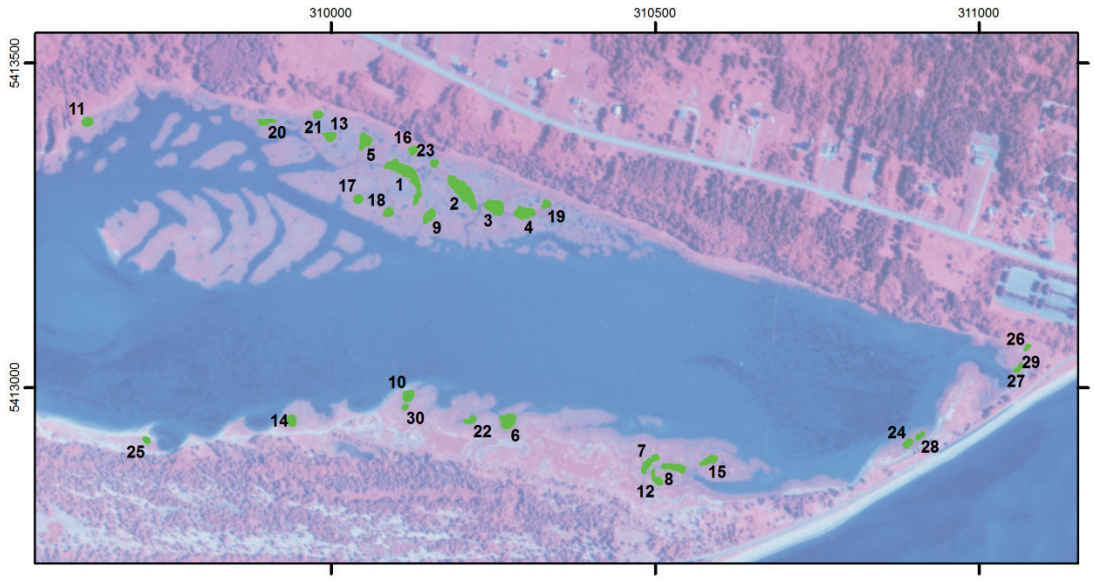


Figure 5.7. Positions des marelles étudiées en 2004 avec la photographie infrarouge 2004.

Étonnamment, l'année 2004 affiche des valeurs de superficie supérieures à celles de 2008 pour plus du deux tiers des marelles analysées, probablement dû à une différence de qualité et de précision entre les deux photos. Dans le contexte, il est peu probable qu'il existe réellement une diminution aussi générale en l'espace de seulement quatre années. Même une faible imprécision, à ce niveau, prouve clairement qu'elle peut altérer les résultats et les interprétations.

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 (Figure 5.9). Les superficies affichent une trop grande variabilité et ne permettent pas d'en arriver à des conclusions claires pour la plupart des marelles. L'évolution des périmètres des marelles est aussi confuse, avec des tendances pour quelques marelles, mais seulement une hausse significative pour une marelle (#10). 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 renseignent par là-dessus.

Ceci dit, les marelles sont vulnérables à l'action des glaces flottantes qui peut causer de l'érosion sur les bords. La plupart des marelles de grande envergure sont aussi interconnectées par un réseau de chenaux reliés à la lagune. Une hausse du niveau marin ou une accentuation des événements de tempête ferait augmenter l'intensité des courants à l'intérieur des chenaux jusqu'aux marelles, ce qui pourrait provoquer de l'érosion sur les flancs et le lit. Finalement, les oiseaux migrateurs peuvent aussi causer de l'érosion en arrachant les racines quelquefois dénudées au niveau des flancs des marelles et des chenaux.

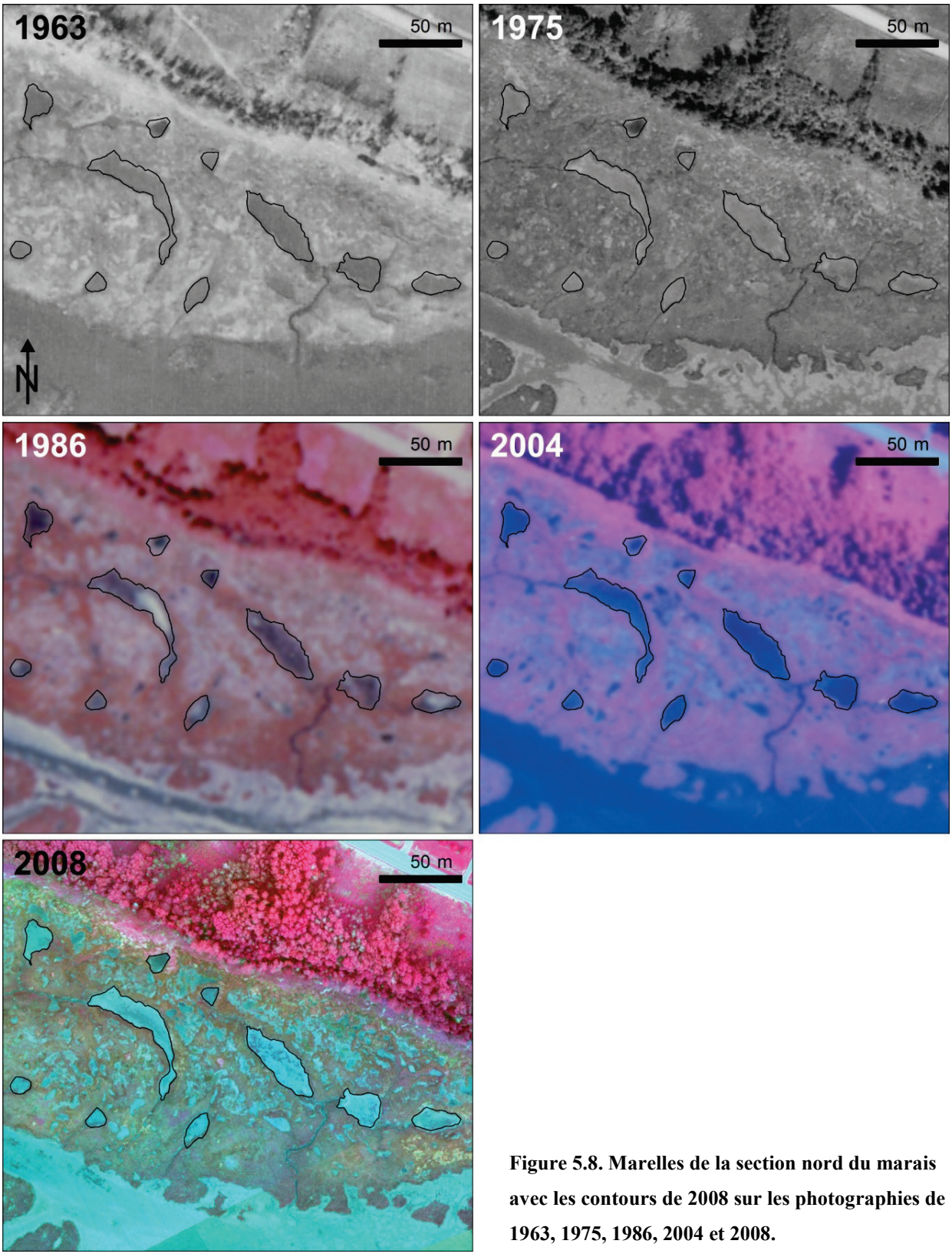


Figure 5.8. Marelles de la section nord du marais avec les contours de 2008 sur les photographies de 1963, 1975, 1986, 2004 et 2008.

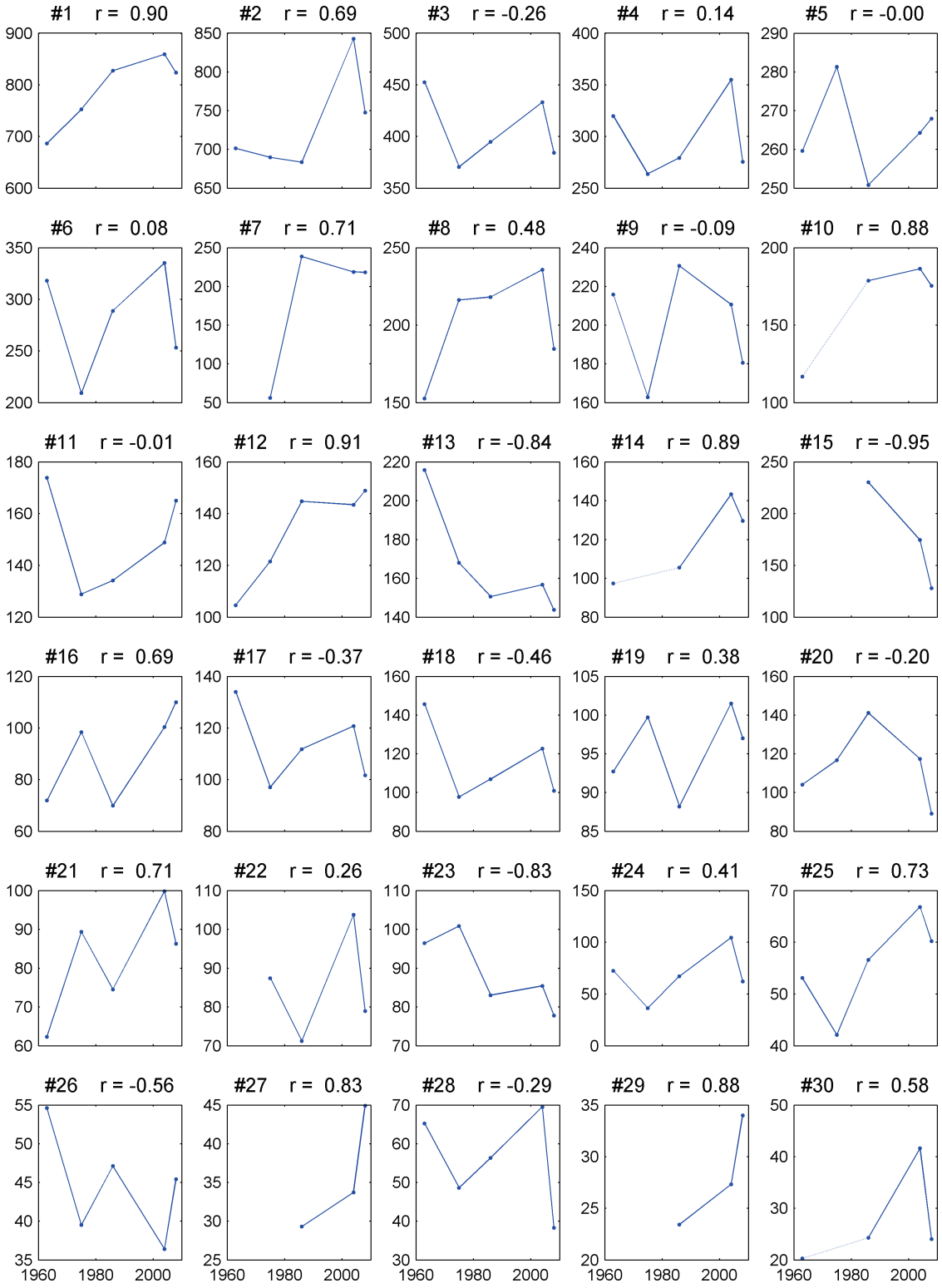


Figure 5.9. Superficies (m^2) des marelles étudiées sur les cinq photographies (1963, 1975, 1986, 2004 et 2008) et coefficient de corrélation de Pearson.

5.3 *Sédiments superficiels*

5.3.1 Méthode

Un échantillon de sédiment de surface a été récolté aux mêmes sites que ceux des relevés de végétation. Pour la granulométrie, un sous-échantillon a été en premier traité au peroxyde d'hydrogène, puis divisé en fraction fine (vase) et fraction grossière par tamisage humide sur 63 µm (4 phi). La fraction fine a été analysée par diffraction laser avec un Beckman-Coulter LS 13320 (il s'est avéré fin 2012, que l'instrument était mal calibré depuis environ 2 ans et que notre granulométrie de la fraction fine est probablement affectée d'une certaine erreur). La fraction grossière a été analysée dans la colonne de sédimentation de l'ISMER, sauf pour les grains plus grossiers que 2 mm qui ont été tamisés à sec. La distribution granulométrique totale a été obtenue en combinant les différents résultats proportionnellement à leurs masses sèches avec une routine écrite en Matlab. Les paramètres granulométriques ont ensuite été calculés avec Gradistat (Blott et Pye, 2001). La teneur en matière organique a été mesurée par la méthode de perte au feu (loss on ignition) à 450 °C durant 16 heures.

Une fois la base de données montée, des cartes sur la répartition spatiale des sédiments de surface (dans ArcGIS en interpolant séparément la lagune et le marais) ainsi que des modèles de régression linéaire multiple ont été réalisées. Les modèles de régression ont permis de déterminer les liens existants entre la répartition spatiale des sédiments et certains paramètres environnementaux (élévation, distance à une source sédimentaire, à la lagune et à la passe, hauteur de la végétation, couverture végétale, etc.) à la grandeur du marais. De plus, deux transects (nord et sud) ont aussi été réalisés afin de comprendre localement l'évolution des variables sédimentaires avec l'élévation et avec distance à la lagune.

5.3.2 Répartition spatiale

La répartition spatiale de la granulométrie moyenne, de la teneur en vase et de la teneur en matière organique pour la lagune et le marais ont été cartographiées (Figure 5.10). Cette méthode d'interpolation de nos variables sédimentaires ont permis de visualiser certaines

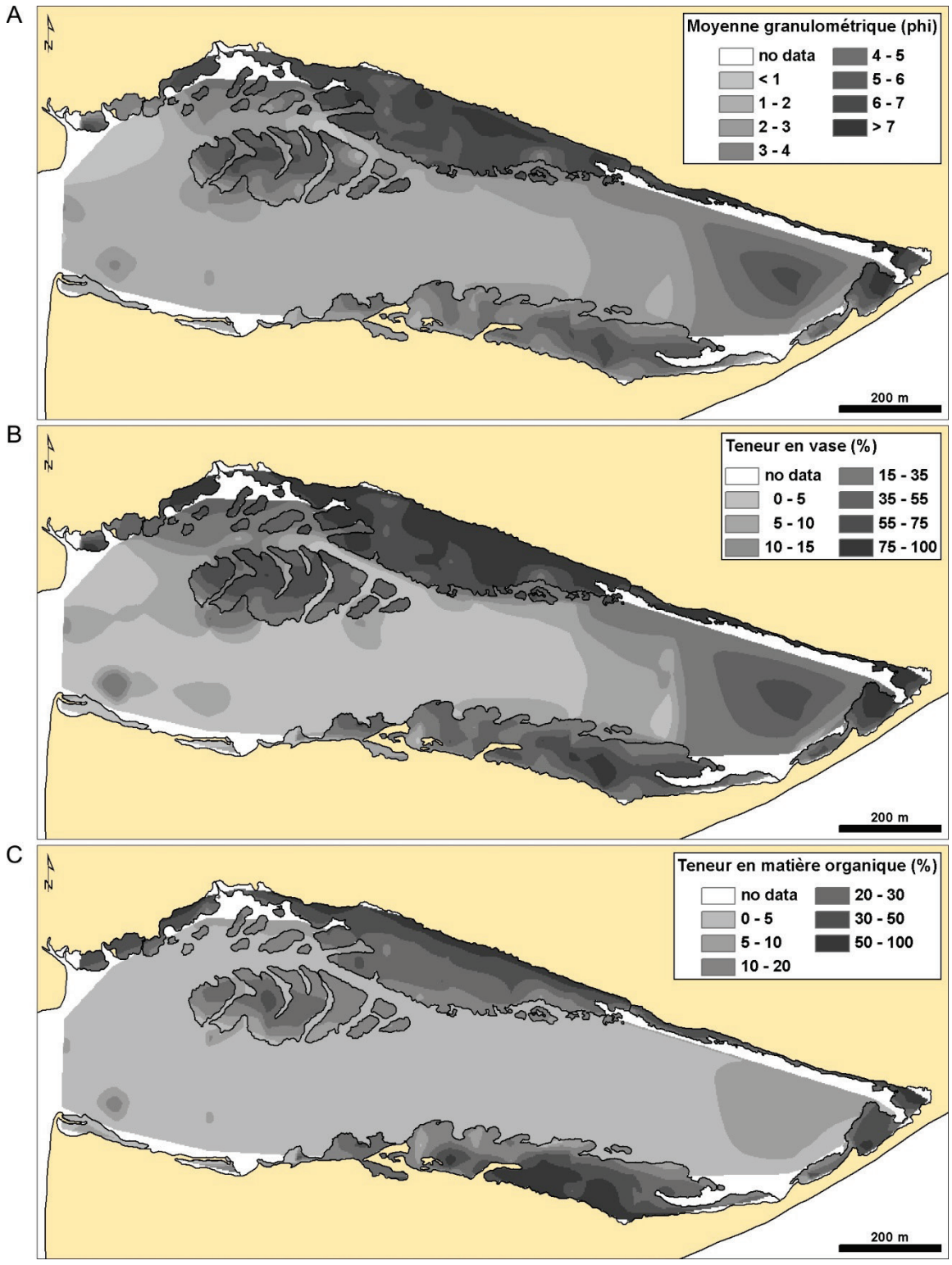


Figure 5.10. Répartition spatiale interpolée des variables sédimentaires. (A) Granulométrie moyenne (<4 phi = sédiments sableux; >4 phi = sédiments vaseux). (B) Teneur en vase (%). (C) Teneur en matière organique (%).

distinctions ou ressemblances. Depuis la passe vers l'intérieur profond de la lagune, la granulométrie devient plus fine (i.e. valeurs de phi augmentent) et les teneurs en vase et en matière organique augmentent. À l'embouchure du ruisseau Ascah, la granulométrie est plus grossière due au rejet des sédiments de grandes tailles lors des périodes de crue intense. Complètement à l'est de la lagune, la diminution moyenne de la taille des grains et l'augmentation des teneurs en vase et en matière organique concordent avec la présence d'une importante zone de zostère marine qui aide à piéger les sédiments fins.

Les sédiments du marais sont beaucoup plus vaseux que ceux de la lagune, cette différence est peu marquée dans la partie sud-ouest du marais, qui est plus sableuse. De plus, la partie nord du marais montre en général une granulométrie moyenne plus fine et une teneur en vase plus grande que la partie sud. Des similarités existent entre la répartition spatiale de nos trois variables sédimentaires et certains paramètres environnementaux (e.g., distance à la lagune et élévation). De manière générale, la taille moyenne des grains tend à diminuer en s'éloignant de la lagune (Figure 5.10A). Cette tendance existe aussi pour les teneurs en vase et en matière organique (Figure 5.10B et 5.1C).

5.3.3 Relation entre sédiments et paramètres environnementaux

Le transport sédimentaire dans la lagune et le marais de Penouille dérive principalement de trois mécanismes : (1) l'hydrodynamisme, (2) les glaces et (3) le vent. Le premier processus affiche souvent des tendances de répartition spatiale des sédiments tandis que les deux autres processus sont plutôt considérés irréguliers et hétérogènes, mais pas moins importants. Généralement, une corrélation existe entre la force hydrodynamique et la taille du sédiment transporté. En ce sens, les sédiments plus grossiers (i.e., sables fins) ont besoin d'une force hydrodynamique plus grande afin d'être mobilisés et transportés, souvent sur de courtes distances, tandis que les sédiments de plus petites tailles (i.e., silts fins) nécessitent une force de courant plus faible afin d'être mobilisés, ce qui leur permet d'être transportés en suspension sur de plus longues distances. La vitesse du courant de marée diminue dans la zone intertidale du large vers la côte. Cette diminution est causée par la friction avec le lit, par la décroissance du prisme tidal et par l'obstruction de la végétation (Christiansen *et al.*, 2000; Neumeier et Ciavola, 2004; Yang *et al.*, 2008). La vitesse du courant n'étant pas connue à chaque site, nous avons

utilisé d'autres paramètres qui généralement influencent la vitesse, telles l'élévation, la distance à la lagune, la distance à la source sédimentaire la plus proche (chenaux, marelles, lagune), la distance à la passe, la hauteur moyenne de la végétation et la densité de couverture végétale au sol. Par exemple, une augmentation de l'élévation et de la distance à la lagune réduisent le prisme tidal, et ainsi la vitesse de courant. D'autre part, une plus grande couverture végétale au sol et une plus grande hauteur de la végétation augmentent le niveau d'obstruction et de friction, ce qui ralentit également le courant.

Les relations existant entre les variables sédimentaires et les paramètres environnementaux sur l'ensemble du marais et de la lagune sont présentées au Tableau 5.2. Les variables de la granulométrie et de la teneur en vase ont des relations similaires avec les paramètres environnementaux. La teneur en matière organique suit aussi ces mêmes tendances, sauf avec l'élévation. La taille moyenne des grains diminue en s'éloignant de la lagune, de la source sédimentaire la plus proche ou de la passe, correspondant aussi à une augmentation de la teneur en vase. Au niveau de la lagune, une augmentation de la distance à la passe concorde avec une diminution générale de la taille des particules ainsi qu'une hausse de la teneur en vase. Cette dernière affiche aussi une croissance progressive à l'approche des zones de marais. Nos résultats confirment les tendances prévues selon l'hydrodynamisme, à savoir une diminution de la taille moyenne des grains liée à une diminution de la force hydrodynamique. Celle-ci est influencée par la distance de parcours, les obstacles (végétation et microreliefs) et la pente ascendante dans le marais. Les paramètres liés à la végétation n'affichent pas de corrélations significatives avec les variables sédimentaires, à l'exception de la hauteur de la végétation et de la teneur en matière organique, qui indiquent une corrélation positive. Toutefois, l'absence de relations significatives dans nos résultats n'exclut pas l'existence de relations entre les propriétés des sédiments et les paramètres de végétation. Notamment, des analyses plus détaillées sur la densité végétale et les teneurs en vase et matière organique, ou sur la granulométrie composant les différentes communautés végétales, pourraient être envisageables comme expériences futures.

Tableau 5.2. Régressions linéaires multiples entre les variables sédimentaires et certains paramètres environnementaux pour les sites du marais et de la lagune. Les valeurs affichées sont les coefficients standardisés (p<0,05). La valeur absolue de ceux-ci dénote leur influence.

Variables sédimentaires	Sites	r^2 ajusté	Élévation	Distance à la lagune	Distance à une source sédim.	Distance à la passe	Hauteur végétation
	Lagune	0,13				0,37	
Teneur en vase (%)	Marais	0,18	-0,32	0,24	0,30	0,22	
	Lagune	0,16		-0,22*		0,30	
Teneur en matière organique (%)	Marais	0,58	0,23	0,31	0,27	0,12	0,16
	Lagune	n.d.					

* Relation avec la distance au marais

L'élévation affiche des tendances à l'inverse de celles escomptées pour la granulométrie: la taille des grains augmente légèrement et la teneur en vase diminue avec l'altitude pour l'ensemble du marais. Le transport éolien de sable dans les zones de marais supérieur contiguës à la presqu'île peut expliquer en partie ces résultats. La partie sud du marais est caractérisée de plusieurs dunes sableuses en haute altitude, et une bande sableuse (~3 m) est présente au sommet de la zone intertidale dans les secteurs du pédoncule et de la pointe sud-ouest du marais. Le transport éolien du sable, à proximité de dunes sableuses, contribue de manière importante à l'accrétion verticale du marais supérieur et rend parfois localement la granulométrie plus grossière (French et Spencer, 1993; Rodriguez *et al.*, 2013). La granulométrie est plus grossière et la teneur en vase diminue à l'approche de la frontière avec la presqu'île (Figure 5.10A et 5.10B), conséquence probable du substrat sableux de la presqu'île. Cependant, l'échantillonnage des sédiments de surface sur deux transects (nord et sud) montre des tendances positives entre d'une part l'élévation, et d'autre part les teneurs en vase et en matière organique (Figure 5.11). Les relations entre les variables sédimentaires et les paramètres environnementaux observées localement ne sont pas nécessairement valides pour l'ensemble du marais. La détermination des relations entre les sédiments et les différents les paramètres est simplifiée à petite échelle.

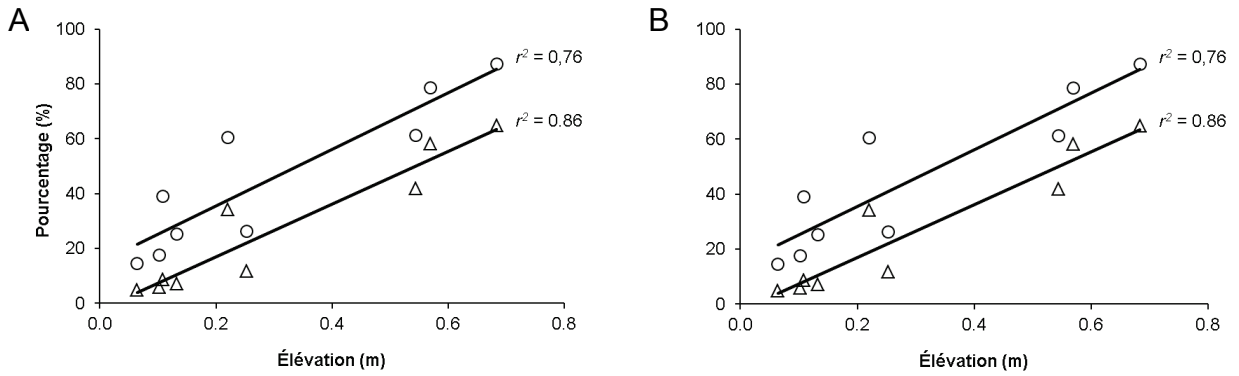


Figure 5.11. Régressions linéaires simples entre l'élévation et les teneurs en vase (cercles) et en matière organique (triangles) pour les transects nord (A) et sud (B).

5.4 *Accrétion-érosion en 2010-2012*

L'accrétion-érosion a été mesurée à 29 sites du marais de juillet 2010 à mai 2012. Les sites étaient groupés par transects perpendiculaires à la côte : trois courts transects sur le pédoncule (nommé *pédoncule*), deux transects du côté de la presqu'île (*sud-est* et *sud*), un transect dans la partie large du marais nord (*nord*), et un transect sur les grandes îles au nord-ouest de la lagune (*îles*, Figure 5.13, Tableau 5.3).

Pour obtenir un niveau de référence, une plaque d'aluminium de 20×20 cm a été placée à chaque site horizontalement à 10 cm sous la surface en perturbant minimalement le site. Puis deux fois par année la distance entre la surface et la plaque a été déterminée avec une aiguille fine (moyenne de neuf mesures). La précision de chaque mesure individuelle est de 0,5 mm. La combinaison des neuf mesures permet d'estimer le niveau des zones planes avec une erreur d'environ 0,5 mm, et le niveau des zones inégales suite à l'érosion ou le dépôt irrégulier avec une erreur d'environ 1-2 mm.

Les différences entre deux relevés étaient généralement de quelques millimètres, avec une hétérogénéité spatiale importante. Les variations et l'hétérogénéité spatiale étaient plus importantes durant l'hiver, avec notamment de l'arrachage ou du dépôt de sédiments par les glaces flottantes. Ces processus glaciels affectent souvent des zones spatiales limitées horizontalement à quelques décimètres, en particulier lors de l'arrachage et le dépôt de radeaux de végétation (fragments de sédiments de marais consolidés par le réseau de racines, mesurant 5 - 10 cm d'épais et 10-100 cm de longueur).

Le taux d'accrétion moyen pour tout le marais était 3,0 ± 0,9 mm/an (avec erreur type). Le secteur *pédoncule* a connu le moins d'accrétion (moyenne 0,9 ± 0,8 mm/an) alors que les secteurs *sud-est*, *sud* et *îles,* la moyenne est respectivement de 5,4 mm/an, 4,1 mm/an et 3,8 mm/an (Figure 5.13). Toutefois, dans ces derniers secteurs les valeurs moyennes sont fortement influencées par quatre sites ayant été recouverts entièrement ou partiellement d'un radeau de végétation, (Tableau 5.3). Il est difficile de juger si ces quatre arrivées de radeau sont statistiquement représentatives. L'apport des radeaux de végétation à l'accrétion du marais pourrait être moindre ou plus important que quatre radeaux arrivant sur 29 sites. C'est pourquoi le taux d'accrétion moyen a aussi été calculé en excluant les données affectées par les radeaux : 1,5 ± 0,8 mm/an. Ce dernier résultat devrait plutôt être considéré pour une estimation prudente de la capacité du marais à s'adapter à une hausse du niveau marin relatif dans un secteur avec un

faible apport de radeaux de végétation. Il se rapproche aussi avec l'accrétion mesurée dans les secteurs *pédoncule* et *nord* (respectivement 0,9 ± 0,8 mm/an et 1,7 ± 0,3 mm/an).

L'accrétion réelle en 2010-2012 était probablement entre la moyenne pour tout le marais (3,0 ± 0,9 mm/an) et la moyenne sans les sites avec radeaux (1,5 ± 0,8 mm/an). Cette accrétion serait suffisante pour compenser la hausse locale du niveau marin relatif entre 1969 et 2012 (1,4 ± 0,7 mm/an), mais moindre que la hausse accélérée observée en 1991-2012 (4,2 ± 1,1 mm/an; section 5.7).

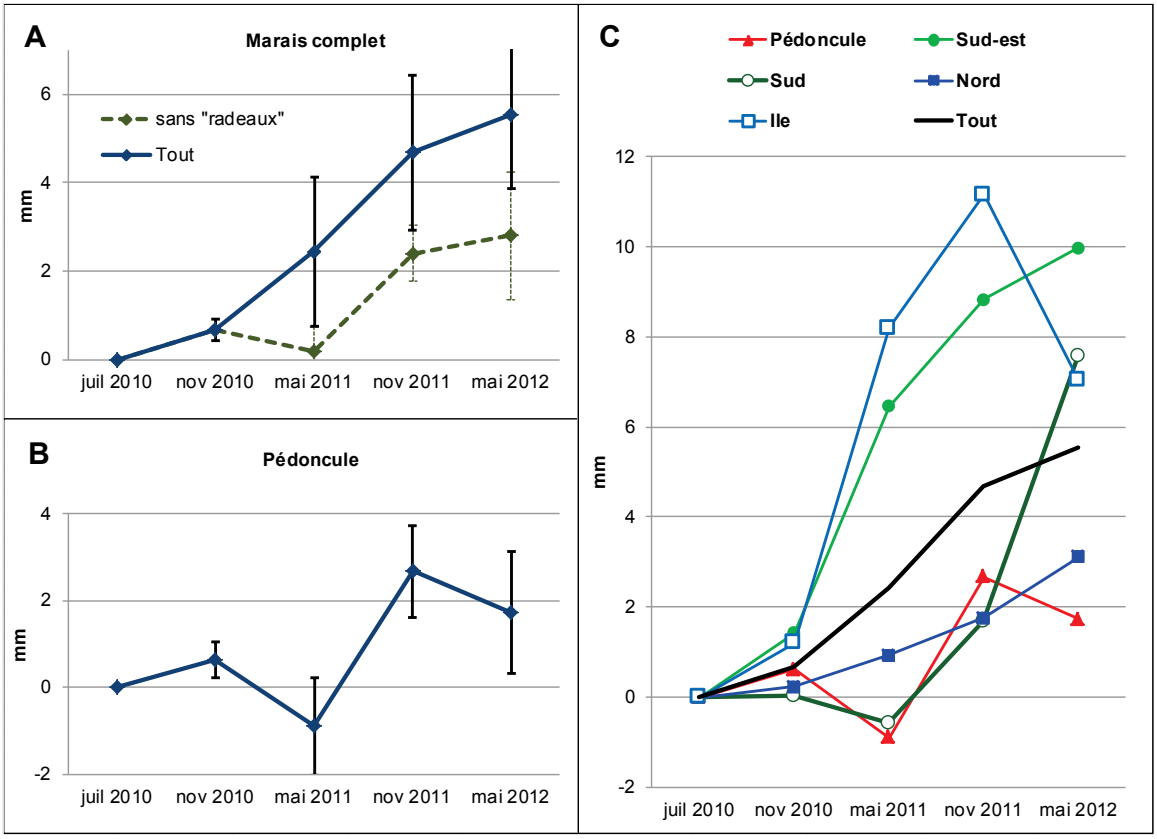


Figure 5.12. Évolution de l'accrétion-érosion mesurée par les plaques d'accrétion de juillet 2010 à mai 2012. (A) Moyenne avec erreur type pour tout le marais (trait continu) et pour tout le marais sans les sites ayant reçu des "radeaux" de végétation (traitillé). (B) Moyenne avec erreur type pour le secteur du pédoncule. (C) Moyenne pour les différents secteurs (cf. Figure 5.13).

L’accrétion était en général relativement régulière d’un relevé à l’autre (Figure 5.12A). Toutefois, en excluant les quatre sites ayant connu une arrivée de radeaux (cf. explications ci-dessus), l’accrétion était plus faible en hiver qu’en été, voire négative (Figure 5.12A). Cette évolution en dents de scie est très visible dans le secteur *pédoncule* (Figure 5.12B). Les trois secteurs ayant une forte accrétion moyenne ont aussi connu une évolution irrégulière, due à l’arrivée de radeau et à l’érosion hivernale. En fait, seul le transect *nord* montre une accrétion régulière (Figure 5.12C).

Il n'y a pas de relation générale entre le taux d'accrétion et l'altitude des sites. Toutefois, sur le transect *sud,* l'accrétion est la plus forte juste au bord de la lagune avec l'arrivée d'un radeau, et l'accrétion diminue ensuite avec l'altitude et avec la distance à la lagune (Figure 5.13; Tableau 5.3). En règle générale le taux de sédimentation décroit dans un marais avec la distance à la source locale de sédiment (chenal ou lagune) et avec l’altitude (French *et al.,* 1995; Coulombier *et al.*, 2012). Plusieurs facteurs peuvent expliquer l’absence d’un tel gradient dans nos données : (1) La plupart des sites étaient dans le marais inférieur, et le marais supérieur était peu représenté (notamment la jonçaie de Gérard à spartine étalée, et la spartinaie étalée à plantain maritime), car la méthode de mesure est moins précise en présence d’une litière importante. (2) Les processus glaciels hivernaux peuvent éroder et déposer de grandes quantités de sédiments sur environ les trois quarts inférieurs du marais. (3) Le transport éolien peut amener du sable dans le marais près du pédoncule et la presqu’île.

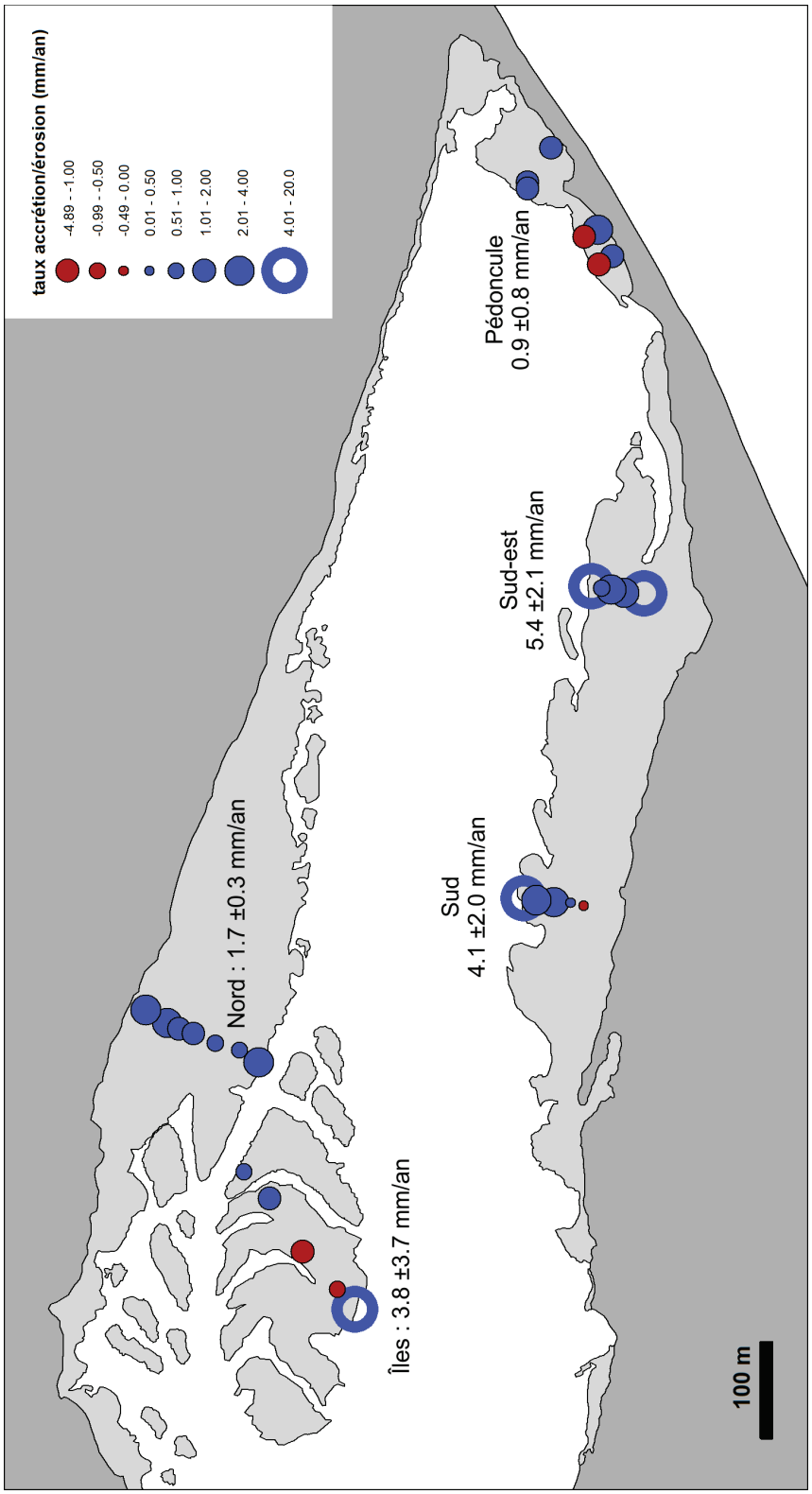


Figure 5.13. Taux d'accrétion-érosion annuel de juillet 2010 à mai 2012 pour chaque plaque et taux moyen (± erreur standard) pour chaque secteur.

Tableau 5.3. Coordonnées, altitude et profondeur initiale en juillet 2010 (mm) de chaque plaque d'accrétion, ainsi qu'accrétion (+) ou érosion (–) depuis juillet 2010 en millimètres.

ID	Sect. [a]	MTM-5 X	MTM-5 Y	altitude (m)	Prof. initiale	nov 2010	mai 2011	nov 2011	mai 2012
140	P	310989,68	5412964,13	0,672	105,7	-0,72	-2,28	2,44	2,44
141	P	310954,03	5412988,19	0,590	92,4	2,17	0,17	-0,11	3,61
142	P	310946,91	5412988,26	0,310	99,7	1,83	-1,61	4,72	[b]
143	P	310904,69	5412915,39	0,373	100,6	1,44	4,00	7,94	6,78
144	P	310897,20	5412929,56	0,277	109,0	-0,06	-3,89	-0,39	-2,11
145	P	310877,06	5412900,64	0,565	87,2	0,28	2,11	3,50	2,89
146	P	310868,34	5412914,64	0,361	102,9	-0,61	-4,83	0,56	-3,28
147	SE	310527,65	5412868,01	0,598	94,9	1,39	7,78	11,39	12,29
148	SE	310528,38	5412888,27	0,560	102,4	2,00	0,94	3,22	6,67
149	SE	310531,56	5412901,50	0,586	108,6	0,28	0,94	3,17	4,72
150	SE	310532,85	5412911,63	0,511	97,4	1,22	0,17	4,44	1,00
151	SE	310534,87	5412921,70	0,228	108,8	2,28	22,44	21,89	25,22
152	S	310203,50	5412930,02	0,603	106,2	-2,39	0,83	0,50	-0,06
153	S	310207,10	5412943,87	0,443	96,2	0,28	-3,94	-3,89	0,50
154	S	310207,63	5412961,00	0,408	99,6	-1,17	0,22	0,78	7,22
155	S	310209,22	5412978,65	0,246	102,9	3,06	-0,78	6,06	7,06
156	S	310211,70	5412991,76	0,134	103,1	0,33	0,89	5,00	23,11
157	N	310095,25	5413382,72	0,687	105,6	-1,22	1,11	2,22	4,06
158	N	310081,89	5413360,37	0,396	105,1	1,33	0,67	2,78	5,44
159	N	310075,76	5413348,01	0,329	101,4	2,22	2,56	3,28	3,06
160	N	310071,36	5413333,53	0,276	104,5	-0,83	2,78	0,56	2,11
161	N	310061,05	5413310,68	0,513	96,4	0,44	2,50	2,72	1,83
162	N	310053,95	5413285,39	0,352	107,7	-2,17	-5,39	-0,94	1,33
163	N	310041,35	5413266,07	0,299	104,9	1,83	2,33	[c]	3,94
164	I	309927,65	5413281,09	0,254	110,4	1,28	2,17	[c]	0,94
165	I	309900,02	5413254,57	0,460	99,9	1,11	-1,17	1,44	2,33
166	I	309845,00	5413220,71	0,387	100,9	1,39	-3,50	-1,89	-3,28
167	I	309805,94	5413184,60	0,352	104,1	2,33	0,44	0,56	-1,61
168	I	309785,23	5413166,96	0,148	99,3	-0,06	43,02	44,47	36,78

[a] Secteur du marais, P = Pédoncule, SE = Sud-est, S = Sud, N = Nord, I = Îles
[b] Plaque non retrouvée
[c] Plaque non accessible car couverte de glace

5.5 *Carottes*

5.5.1 Méthode

Une dizaine de carottes sédimentaires ont été prélevées dans le marais en juillet 2010 (Figure 5.14, Tableau 5.4). Elles ont été prises avec un tube en ABS (diamètre intérieur 10 cm) enfoncé à la masse et extrait avec un cric. Les carottes ont été conservées à 4 °C, passées au Cat-Scan (radiographie 3D) et analysées au MSCL (Multi-Sensor Core Logger) afin de déterminer leur densité. Elles ont ensuite été ouvertes, photographiées et décrites visuellement dans le but d'identifier les structures sédimentaires (faciès). Les carottes ont subi une compression entre 2 % et 13 % lors du prélèvement et le transport, ce qui pourrait être compensé en multipliant les profondeurs et les taux d'accrétion par un facteur de 1,02 à 1,15 selon la carotte. Deux carottes (CP2 et CP7) ont été échantillonnées pour mesurer leur granulométrie et déterminer le taux d'accrétion vertical des quarante dernières années à partir des datations au ^{137}Cs et ^{210}Pb. Les datations au ^{210}Pb n'ont pas fourni des résultats valables, mais celles au ^{137}Cs ont permis d'identifier le pic maximal rattaché aux essais nucléaires de 1963. Sept macrorestes ligneux ont été extraits de certaines carottes et datés au ^{14}C par méthode AMS (Tableau 5.5). Ces dates ont ensuite été calibrées avec le logiciel Calib, version 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993; Reimer *et al.*, 2009). Elles sont exprimées en âge BP, c'est-à-dire par rapport à 1950.

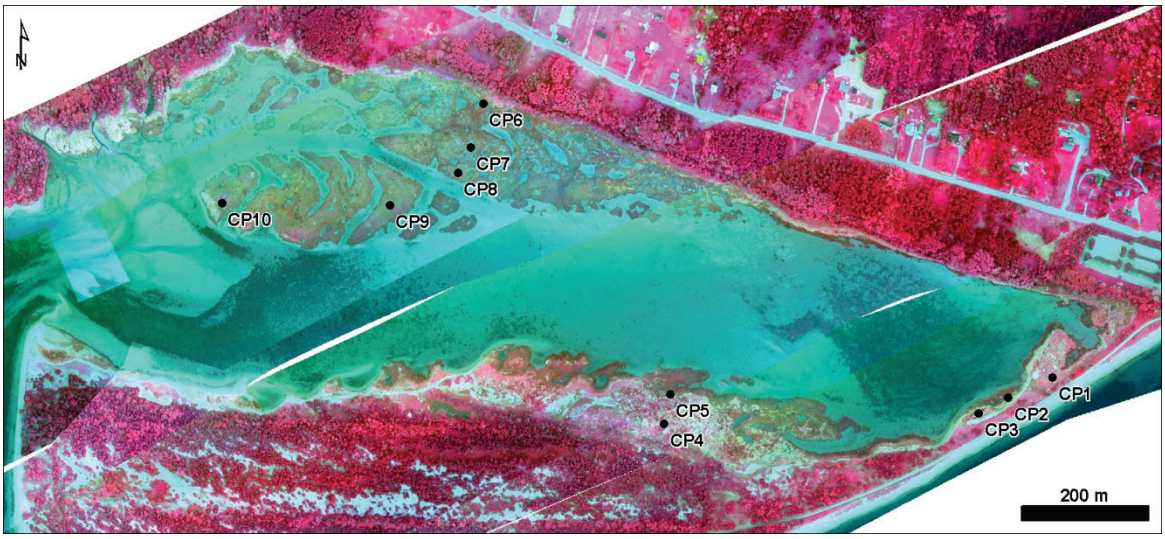


Figure 5.14. Positions des carottes CP1 à CP10 prélevées dans le marais.

Tableau 5.4. Position et longueur des carottes prélevées.

ID	MTM-5 X	MTM-5 Y	Altitude (m)	Longueur carotte (cm)	Épaisseur des faciès F1-F3 (cm)
CP1	310980,58	5412954,59	0,747	138,9	51
CP2	310911,14	5412922,18	0,345	142,3	25
CP3	310865,23	5412897,66	0,571	143,5	55
CP4	310371,97	5412881,09	0,763	91,7	14
CP5	310381,08	5412927,95	0,519	107,0	34
CP6	310088,67	5413380,84	0,615	140,5	71
CP7	310068,82	5413312,64	0,545	132,8	73
CP8	310048,93	5413273,25	0,382	122,0	37
CP9	309942,12	5413222,89	0,450	160,0	37
CP10	309678,81	5413226,16	0,408	133,3	38

Les résultats des carottes prélevées dans la cadre de la maîtrise de Sébastien Pomerleau dans le marais et la lagune de Penouille ne sont pas encore disponibles; ils seront présentés ultérieurement dans une publication indépendante.

5.5.2 Description des carottes et des faciès

Quatre principaux faciès caractérisent les carottes sédimentaires (Figure 5.15 et Figure 5.16). Ils ont été déterminés selon les variations de teintes, de densité, de granulométrie et de teneur en matière organique. Les faciès F3 à F1 correspondent à la séquence sédimentaire de marais (du bas vers la surface), tandis que F4 représente le sable sous-jacent. De manière générale, la densité diminue, la granulométrie devient plus fine, les teneurs en vase et en matière organique augmentent de la base du marais (F3) vers la surface (F1). Les faciès sont décrits ci-dessous.

Faciès 1 (F1) : Ce faciès superficiel, formant en moyenne les 5 à 10 premiers centimètres de profondeur, affiche généralement des teintes de noir ou de gris très foncé. Le caractère distinctif est la forte abondance de litière et de racines non décomposées. Le sédiment est plutôt de type vaseux, parfois sablo-vaseux. Les teneurs en vase et en matière organique peuvent varier entre les carottes selon l'emplacement dans le marais, mais elles présentent tout de même les valeurs les plus élevées (Figure 5.15). Ceci concorde avec les plus basses valeurs de densité et une granulométrie plus fine (Figure 5.15a et 5.15c).

Faciès 2 (F2) : Ce faciès de subsurface se situe entre 5-10 et 20-45 cm de profondeur selon les carottes et peut atteindre une épaisseur tout près de 40 cm (mais il est absent à CP4). Les teintes de couleur de ce faciès sont assez complexes, elles tournent autour du brun et du gris. Il y a encore présence de litière et de racines allant de non décomposées à semi-décomposées, mais moins qu'en F1. Selon les profils de la densité et de la granulométrie, le type de sédiment passe de sablo-vaseux à vaso-sableux vers le bas, soit progressivement ou par alternance (Figure 5.15a et 5.15c). Cependant, certaines carottes affichent des structures sédimentaires chaotiques à forte concentration sableuse (par exemple la partie inférieure de F2 à CP7, Figure 5.15).

Faciès 3 (F3) : Ce faciès constitue le plus bas étage où les teneurs en vase et parfois en matière organique se détachent des valeurs presque nulles. La base de F3 est entre 15 et 73 cm de profondeur, ce qui indique l'épaisseur totale du marais. La présence de matière organique est très faible, mais parfois on y observe encore quelques traces de racines semi-décomposées à décomposées. Le sédiment est de type vaso-sableux et tend progressivement vers un sédiment de type sableux en profondeur (Figure 5.15).

Ce faciès pourrait représenter l'envasement progressif de la lagune et le début instable de la végétation.

Faciès 4 (F4) : Il est principalement composé de sable et de quelques graviers espacés. Les valeurs de la densité sont à leur maximum, ce qui concorde aussi avec une granulométrie grossière (Figure 5.15). Ce faciès affiche surtout des teintes de gris foncé, parfois brunâtres et orangées.

Ce faciès représente le substrat basal sous-jacent du marais. Selon les secteurs, il s'est formé soit dans la lagune, soit en milieu supratidal (dépôts de sable éolien), soit sur l'ancien delta du ruisseau Ascah.

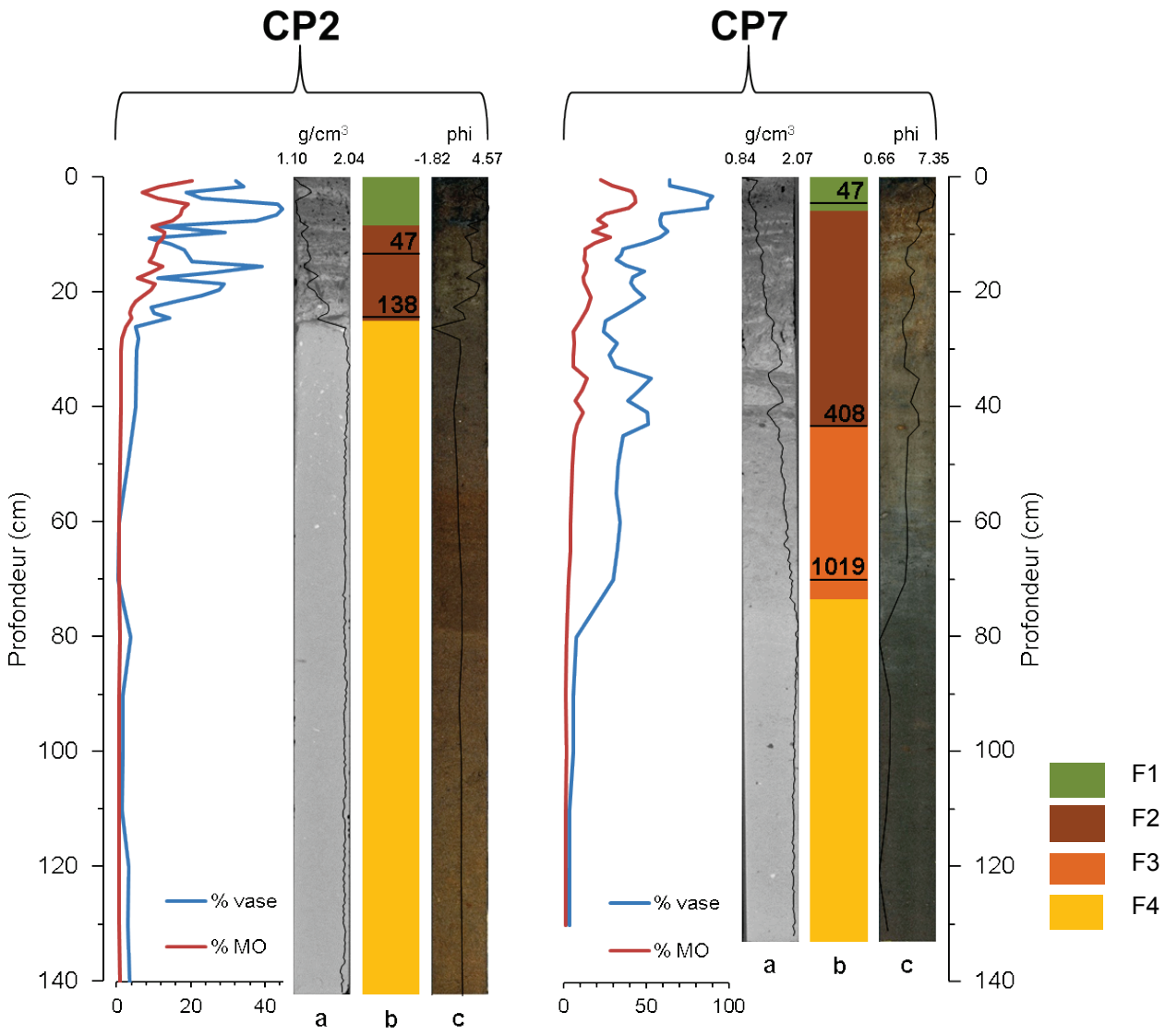


Figure 5.15. Présentation des carottes CP2 et CP7 ainsi que les variations en profondeur de leurs teneurs en vase et en matière organique. (a) Radiographie et profil de densité superposé. (b) Faciès, position et âge des datations. (c) Photographie et profil de la granulométrie moyenne superposé.

5.5.3 Datations et taux d'accrétion

À partir des datations ^{137}Cs effectuées aux carottes CP2 et CP7, les taux d'accrétion verticale à ces deux sites, pour la période de 1963 à 2010, sont de l'ordre de 2,9 ± 0,1 mm/an et de 1,0 ± 0,1 mm/an, respectivement (Tableau 5.5). En comparant ces taux d'accrétion avec la hausse du niveau marin relatif à Penouille (1,4 ± 0,7 mm/an de 1969 à 2012; section 5.7), on

constate qu'ils sont légèrement supérieurs ou similaires à la hausse. L'accrétion verticale récente mesurée aux plaques #143 (~3,7 mm/an, Tableau 5.3) et #161 (~1,0 mm/an) à proximité des sites CP2 et CP7 présente aussi des taux d'accrétion similaires, suggérant une certaine stabilité depuis une quarantaine d'années. Cependant, ces taux sont insuffisants pour compenser la hausse rapide du niveau marin des 20 dernières années (4,2 ± 1,1 mm/an; section 5.7). Nos résultats n'indiquent pas les variations passées du taux d'accrétion à plus long terme, c'est pourquoi on ne peut évaluer la tendance de la sédimentation à se réajuster face aux variations du niveau marin.

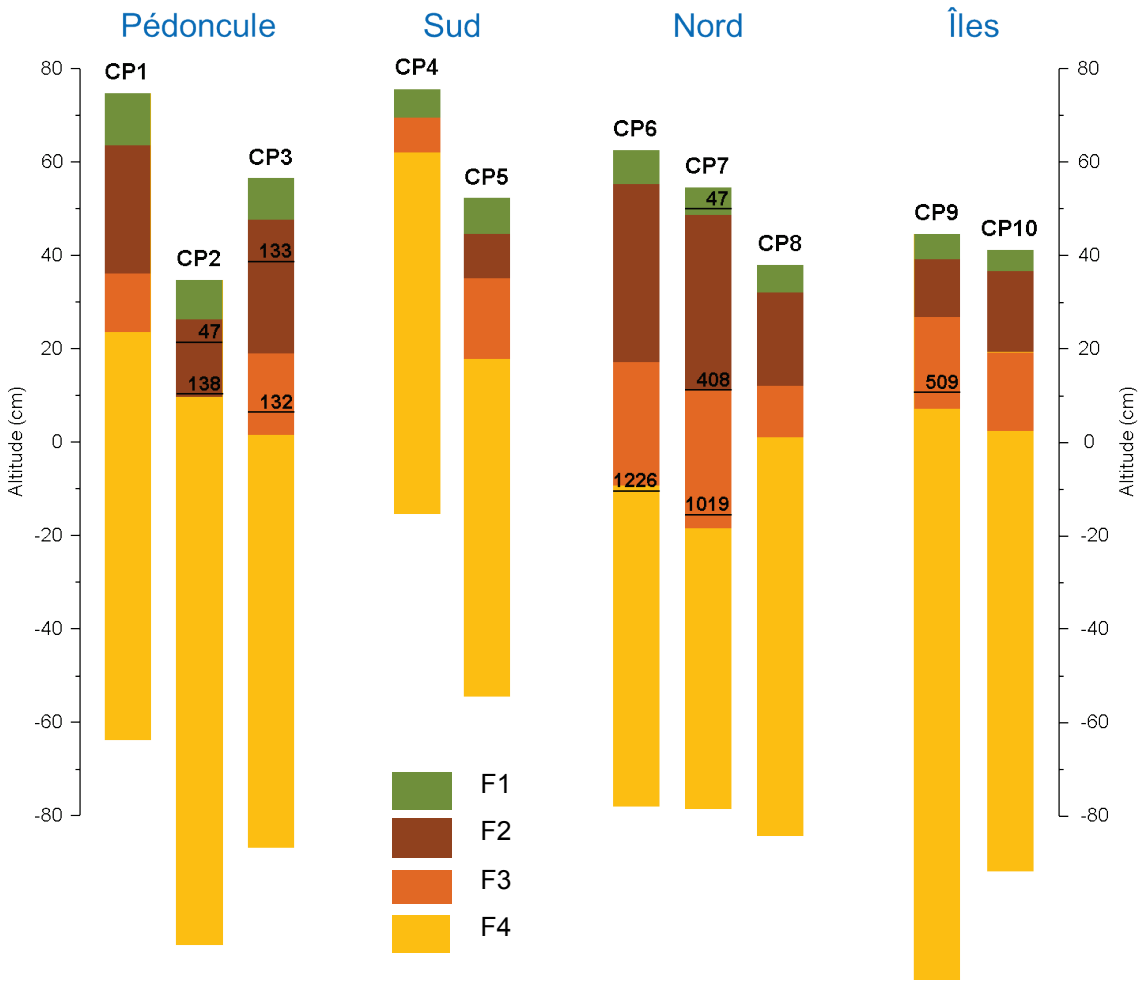


Figure 5.16. Présentation schématisée des carottes (faciès F1 à F4) CP1 à CP10, regroupées par secteur (pédoncule, sud, nord et îles), leur position altitudinale ainsi que la profondeur et âge des datations.

Les taux d'accrétion calculés à partir des datations ^{14}C doivent être interprétés avec précaution. La date obtenue correspond au moment de fixation du carbone par la plante, quelques décennies, voire siècles, peuvent s'écouler avant la sédimentation définitive du morceau daté. Il s'agit donc d'un âge maximal du dépôt sédimentaire, qui pourrait aussi être plus jeune. D'autre part, la précision fait totalement défaut pour les âges inférieurs à 200 ans (trop fortes variations de la production de ^{14}C dans la haute atmosphère, Tableau 5.5) ce qui rend les taux calculés à CP2 et CP3 inutilisables. Enfin, les taux calculés à partir des datations de plusieurs siècles peuvent être affectés par la compaction que les sédiments de marais subissent à plus long terme. Cette compaction est une conséquence de la décomposition de la matière organique, de l'expulsion de l'eau (*dewatering*) et du réarrangement des sédiments (Roman *et al.*, 1997). Toutefois, il faut tenir compte de cette compaction pour évaluer la capacité d'un marais à compenser une hausse du niveau marin relatif à plus long terme. La compaction est très importante pour les sédiments à forte concentration de vase et de matière organique; alors qu'elle sera plus limitée pour le marais très sableux de Penouille.

À CP6, CP7 et CP9, les taux d'accrétion calculés à partir des datations ^{14}C sont assez faibles, 0,35 à 1,0 mm/an (Tableau 5.5). Ils peuvent être sous-estimés à cause du délai entre la formation du bois daté jusqu'à sa sédimentation (mais ce problème devient proportionnellement moins important pour les vieilles datations) et de la compaction.

Les carottes schématisées, leur altitude et les datations sont présentées à la Figure 5.16 et Tableau 5.5. Les datations les plus anciennes, trouvées aux carottes CP6 et CP7, indiquent que la mise en place du marais au secteur nord s'est opérée il y a environ 1000 à 1200 ans BP. Cet âge basé sur des datations au ^{14}C de macrorestes ligneux, pourrait être réévalué de 50-200 ans à la baisse compte tenu du temps de durée de vie de la plante et du transport du macroreste ligneux jusqu'à sédimentation finale. Ces carottes présentent également les séquences sédimentaires de marais les plus épaisses. Les carottes CP8 à CP10 affichent des séquences sédimentaires et une altitude similaires, on peut estimer à environ 500 ans BP (datation à CP9) la mise en place du marais à ces sites. Avec la présence du delta de marée à proximité, nous pensons que le marais du secteur des îles (entre CP9 et CP10) a été construit sur d'anciennes reliques du delta de marée au cours de l'évolution de la presqu'île. Ce phénomène a déjà été rapporté dans d'autres systèmes lagunaires avec présence et évolution de delta de marée (Oertel et Woo, 1994).

Tableau 5.5. Datations effectuées sur les carottes de sédiments.

Carotte	Prof. (cm)	Code laboratoire	Type	Âge BP non calibré [a]	Âge BP calibré [b]	Taux d'accrétion (mm/an)
CP2	13,5	GA120223-S233	^{137}Cs - pic		47 ± 1	2,9 ± 0,1
CP7	04,5	GA120206-S204	^{137}Cs - pic		47 ± 1	1,0 ± 0,1
CP2	24	UCIAMS-108350	^{14}C - bois	140 ± 20	138 ± 141	5,4 ± 5,1 [c]
CP3	18	UCIAMS-108351	^{14}C - bois	125 ± 20	133 ± 136	1,9 ± 1,3
CP3	50	UCIAMS-108352	^{14}C - bois	120 ± 20	132 ± 135	5,2 ± 3,6
CP6	73	UCIAMS-108353	^{14}C - bois	1280 ± 20	1226 ± 48	0,6 ± 0,0
CP7	43,5	UCIAMS-108354	^{14}C - bois	365 ± 20	408 ± 88	1,0 ± 0,2 [d]
CP7	65	UCIAMS-108355	^{14}C - bois	1130 ± 20	1019 ± 50	0,35 ± 0,0 [e]
CP9	34	UCIAMS-108356	^{14}C - bois	450 ± 20	509 ± 17	0,6 ± 0,0

[a] Âge non calibré ± 1 écart-type
[b] Âge calibré ± 2 écart-types
[c] Taux d'accrétion entre 24 cm (bois daté) et 13,5 cm (pic de ^{137}Cs)
[d] Taux d'accrétion entre 43,5 cm (bois daté) et 4,5 cm (pic de ^{137}Cs)
[e] Taux d'accrétion entre 65 cm (bois daté) et 43,5 cm (autre bois daté)

Les carottes du pédoncule affichent entre elles des altitudes et des séquences sédimentaires différentes, bien que CP1 et CP3 soient plutôt similaires (Figure 5.16). Les datations ^{14}C réalisées à CP2 et CP3 ne sont pas très précises (cf. ci-dessus), mais suggèrent tout de même que la mise en place du marais à ces deux sites est inférieure à 300 ans BP. Fait intéressant, CP4 a l'altitude la plus élevée, mais la séquence sédimentaire la plus faible, soit un faciès très organique mais peu d'accumulation en vase. Ceci suggère que le marais a gagné sur la terre (zones sableuses de la presqu'île) plus ou moins récemment, suite à une hausse marquée du niveau marin, ce qui a permis la colonisation par le jonc de Gérard des nouvelles zones inondables.

5.6 *Niveaux d'eau, vagues et courants dans la lagune*

5.6.1 Niveaux d'eau dans la lagune

Deux houlographes-marégraphes (RBR TWR-2050) ont été installés aux extrémités ouest et est de la lagune (PT1 et PT2, Figure 5.17) pour mesurer les niveaux d'eau et pour déterminer la fréquence d'inondation des différentes zones du marais. La fréquence d'inondation est un paramètre déterminant contrôlant la distribution de la végétation du marais (Adam, 1990; Pennings et Callaway, 1992; Hickey et Bruce, 2010) et qui indique aussi jusqu'à quelle altitude le sédiment peut être transporté par la marée (Allen, 1997; Friedrichs et Perry, 2001). Les instruments ont mesuré du 7 juillet (PT1) ou 21 juillet (PT2) au 15 novembre 2010, et du 19 juin au 28 novembre 2011. Pendant la même période en 2011, un troisième instrument était placé à l'extérieur de la lagune dans l'herbier à zostère à l'ouest de la presqu'île (PT3, Figure 5.17). L'altitude des instruments a été déterminée avec des relevés au DGPS et les niveaux d'eau sont exprimés par rapport à NMM29.

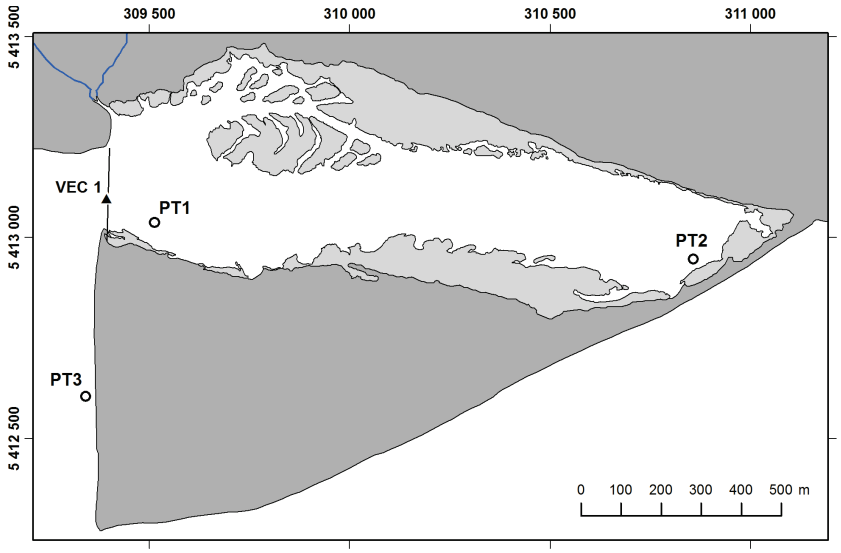


Figure 5.17. Position des instruments installés à l'intérieur et près de la lagune de Penouille : le courantomètre VEC 1 en automne 2010, les houlographes-marégraphes PT1 et PT2 en 2010 et 2011, et le houlographe-marégraphe PT3 en 2011. Le trait droit indique la position du profil topographique dans la passe (Figure 5.23A).

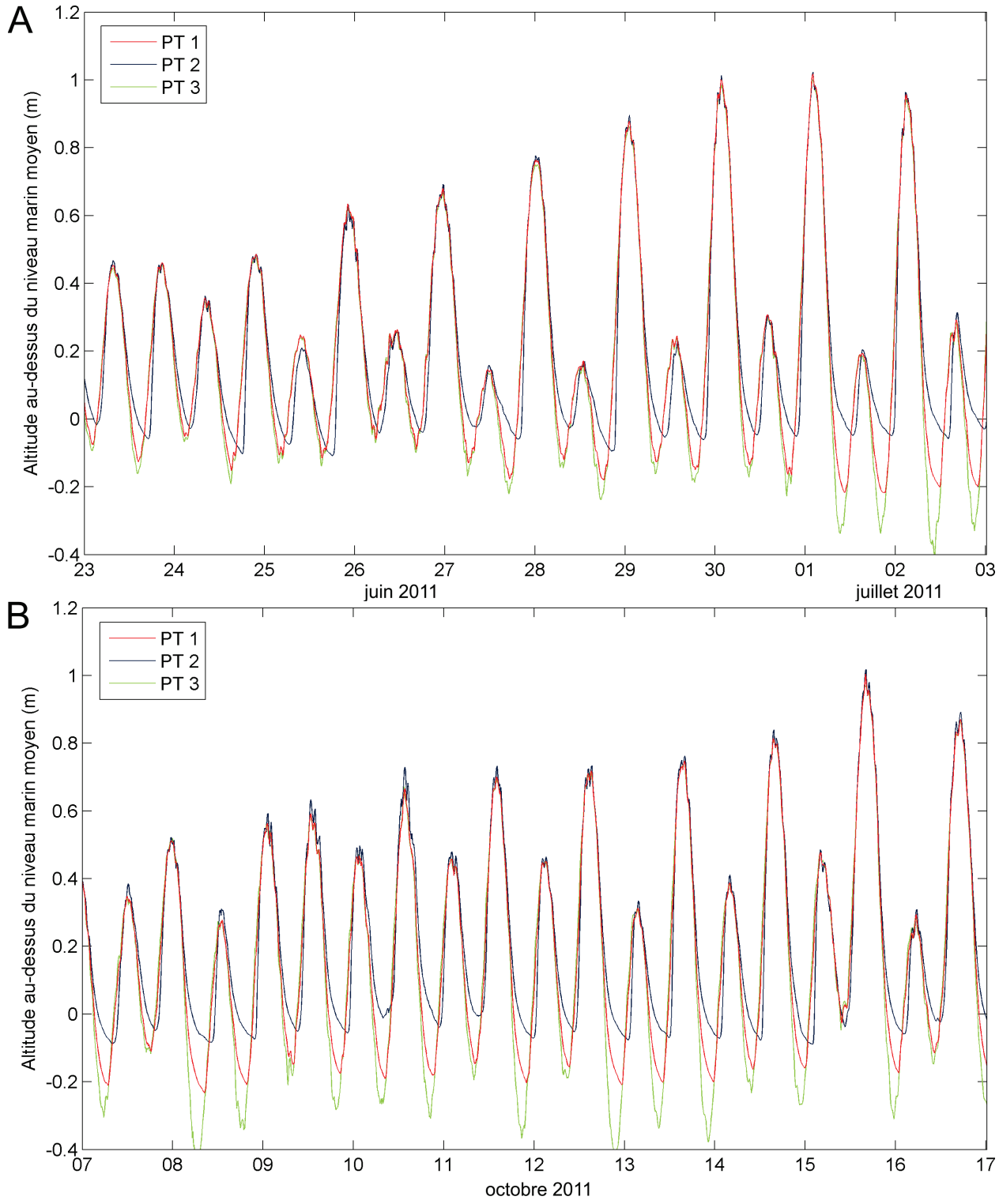


Figure 5.18. Niveaux marins enregistrés en juin-juillet 2011 (A) et en octobre 2011 (B) dans et à l'extérieur de la lagune de Penouille (cf. Figure 5.17 pour la position des instruments).

Dans la lagune, la moitié "marée basse" du cycle de marée n'est pas symétrique (Figure 5.18). Lors du jusant, l'écoulement d'eau dans la lagune ralentit dès que le niveau s'abaisse sous environ +0,4 m. Ce phénomène est plus marqué dans la partie orientale à l'extrémité de la lagune (PT2) que près de la passe connectant la lagune au Havre de Gaspé (PT1). La différence du niveau d'eau par rapport à PT3 (à l'extérieur de la lagune) est plus importante lors des marées de vives-eaux, et elle augmente aussi de juin à octobre (Figure 5.18).

Un courant est ralenti pas la friction sur le fond, cela influence fortement la vitesse moyennée verticalement dans les faibles profondeurs d'eau. La lagune de Penouille est caractérisée par une très faible profondeur – les zones les plus basses étant entre -0,3 et -0,4 m d'altitude – et par un delta de flot à l'est de la passe. La présence de plusieurs herbiers à zostère ajoute une forte résistance hydraulique quand leur canopée (typiquement 15-30 cm) occupe une fraction importante de la colonne d'eau. De plus la topographie complexe du marais (avec marelles et réseau de chenaux) et la résistance hydraulique due à la végétation du marais ralentissent le drainage du marais.

Ces facteurs expliquent la difficulté d'évacuer l'eau de la lagune au jusant, surtout le grand volume introduit lors de marée de vives-eaux. La croissance de la végétation durant l'été amplifie le phénomène. Un tel retard ne s'observe pas ou très peu lors du flot, car la rapide élévation du niveau d'eau rend négligeable l'obstruction par la végétation aquatique et de la macrorugosité près du fond. Par conséquent, les durées d'inondation du marais seront plus longues que celles indiquées par un marégraphe en eau profonde ou par les prédictions de marée pour Gaspé.

La fréquence d'inondation en fonction de l'altitude a été calculée séparément à partir des données de chaque marégraphe (Figure 5.19). Cette courbe indique pour chaque altitude quelle fraction du temps l'eau atteignait ou dépassait ce niveau. Les courbes pour PT1 et PT2 diffèrent un peu entre 2010 et 2011 (bien que leur forme soit similaire); cela peut être dû à des variations régionales du niveau d'eau (section 5.7), à des variations locales induites par le débit des rivières se jetant dans le Havre de Gaspé et par le vent poussant l'eau dans le Havre de Gaspé et dans la lagune de Penouille, ou à des erreurs dans la mesure des altitudes des marégraphes (deux personnes différentes ont effectué les deux levés).

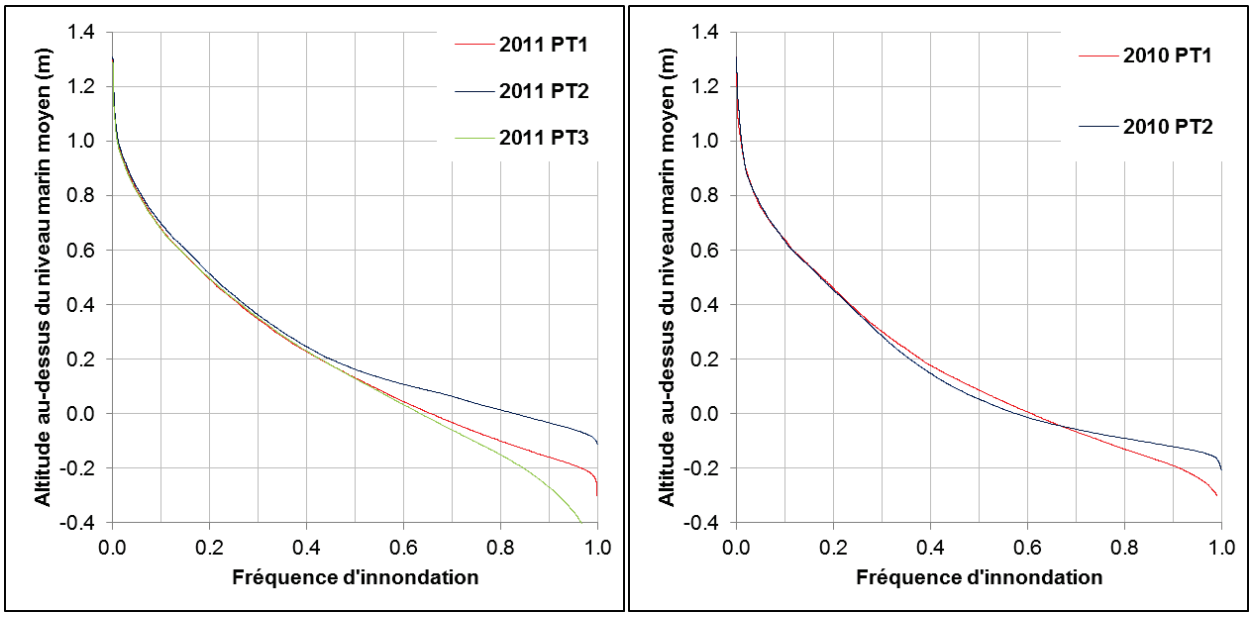


Figure 5.19. Fréquences d'inondation mesurées de juillet à novembre 2010 (gauche) et de juin à novembre 2011 (droite) dans la partie ouest de la lagune (PT1), dans la partie est de la lagune (PT2) et à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3, cf. Figure 5.17 pour la position des instruments).

Pour caractériser les 205 sites d'étude de la végétation, la fréquence d'inondation a été calculée pour chacun de la manière suivante à partir des données 2010: pour les sites à l'ouest de PT1 avec la courbe fréquence d'inondation en fonction de l'altitude de PT1, pour les sites à l'est de PT2 avec la courbe de PT2, et pour les sites entre PT1 et PT2 avec interpolation linéaire entre les deux courbes, basée sur la position est-ouest.

5.6.2 Vagues dans la lagune

Les houlographes-marégraphes PT1, PT2 et PT3 utilisés pour mesurer les niveaux d'eau ont aussi enregistré les vagues, et un instrument similaire était placé à VEC1 à l'automne 2010 (Figure 5.17). En 2010, les instruments dans la lagune avaient été prévus principalement pour les niveaux d'eau (d'où les programmations différentes), et les instruments à l'extérieur de la lagune et dans la passe ont été installés pour 6 semaines durant l'automne (Tableau 5.6). En 2011, tous les instruments ont été installés de juin à novembre (Tableau 5.6). La hauteur de vague significative H_{m0} et la période moyenne T_{02} ont été calculées avec la méthode spectrale standard après correction de l'atténuation des variations de pression avec la profondeur (Tucker et Pitt, 2001).

Tableau 5.6. Périodes de déploiement et programmation des houlographes.

Site	Instrument	début	fin	programmation des bursts pour les vagues
Année 2010				
PT1	TWR-2050	2010-07-07	2010-11-15	2 min. à 4 Hz toutes les 40 minutes
PT2	TWR-2050	2010-07-21	2010-11-15	4 min. à 4 Hz toutes les 40 minutes [a]
PT3	TWR-2050	2010-09-30	2010-11-15	8,5 min. à 4 Hz toutes les 60 minutes
PT4	TWR-2050	2010-09-30	2010-11-15	8,5 min. à 4 Hz toutes les 60 minutes
VEC1	Vector + TWR-2050	2010-10-01	2010-11-15	8,5 min. à 4 Hz toutes les 60 minutes
VEC2	TWR-2050	2010-09-30	2010-11-11	3,3 min. à 16 Hz toutes les 60 minutes
VEC3	TWR-2050	2010-09-30	2010-11-11	3,3 min. à 16 Hz toutes les 60 minutes
Année 2011				
PT1	TWR-2050	2011-07-20	2010-11-28	4 min. à 4 Hz toutes les 90 minutes
PT2	TWR-2050	2011-07-20	2010-11-28	4 min. à 4 Hz toutes les 90 minutes
PT3	TWR-2050	2011-07-20	2010-11-28	8,5 min. à 2 Hz toutes les 90 minutes
PT4	TWR-2050	2011-07-20	2010-11-28	8,5 min. à 2 Hz toutes les 90 minutes
PT3	TWR-2050	2011-07-20	2010-11-28	8,5 min. à 2 Hz toutes les 90 minutes
PT4	TWR-2050	2011-07-20	2010-11-28	8,5 min. à 2 Hz toutes les 90 minutes

[a] Du 30 septembre au 15 novembre 2010 la programmation était 8,5 min. à 4 Hz toutes les 60 minutes.

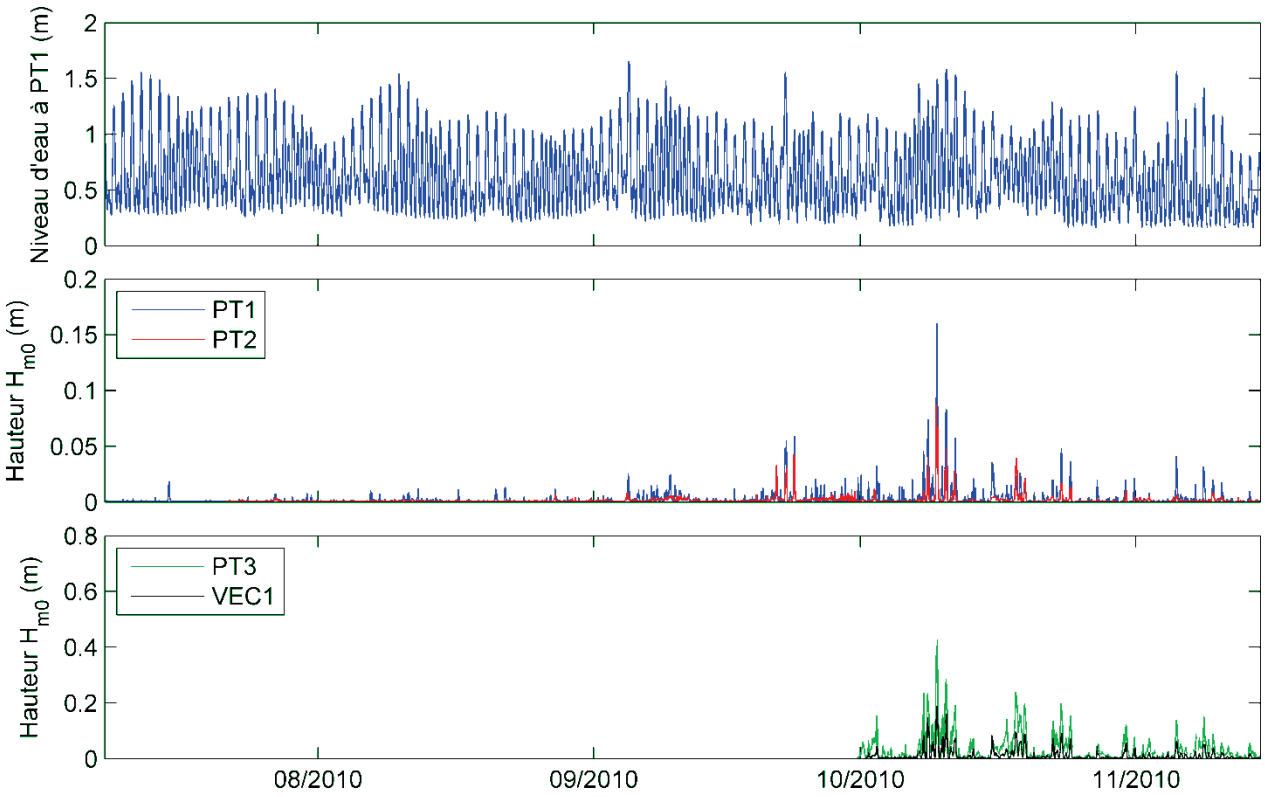


Figure 5.20. Niveaux d'eau et hauteurs significatives des vagues mesurées en 2010 dans la lagune (PT1 et PT2), dans la passe (VEC1) et à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3, cf. Figure 5.17 pour la position des instruments).

Les séries temporelles illustrent bien le très faible niveau de vagues dans la lagune (PT1 et PT2), la hauteur ne dépassant généralement pas 5 cm (Figure 5.20 et Figure 5.21). Par contre, à l'extérieur de la lagune à PT3, des vagues dépassent plusieurs fois 25 cm pendant les mêmes périodes. Lors de la "tempête" du 8 au 10 octobre 2010, des vagues un peu plus hautes ont pénétré dans la lagune, avec H_{m0} atteignant 43 cm devant la plage ouest de la presqu'île (PT3), 16 cm à PT1 près de la passe, et seulement 9 cm à l'extrémité est de la lagune (PT2, Figure 5.20). En 2011 aucun événement de ce type ne s'est produit, et les périodes des vagues centimétriques sont courtes, généralement entre 2 et 4 secondes, indiquant une génération locale des vagues par le vent dans la lagune (Figure 5.21). Parfois de la houle de 1-3 cm avec des périodes de 5-10 s pénètre dans la lagune.

Les courbes de probabilité de dépassement indiquent pendant quelle fraction du temps les vagues dépassaient une certaine hauteur (Figure 5.22). C'est une manière efficace d'illustrer la distribution des vagues en mettant l'emphase sur les vagues les plus grandes. Sur un tel graphique, un site avec de plus fortes vagues aura une courbe plus déviée vers la droite. La Figure 5.22, qui présente à la fois les données de 2010 et de 2011, illustre le climat de vague beaucoup plus calme dans la lagune (PT1 et PT2) qu'à l'extérieur devant la plage ouest de la presqu'île (PT3). Les conditions sont intermédiaires à VEC1, situé dans la passe de la lagune.

En conclusion les vagues dans la lagune sont faibles à très faibles. Elles ne contribuent que très rarement au transport sédimentaire et à l'érosion, et seulement de manière modérée dans ces cas-là.

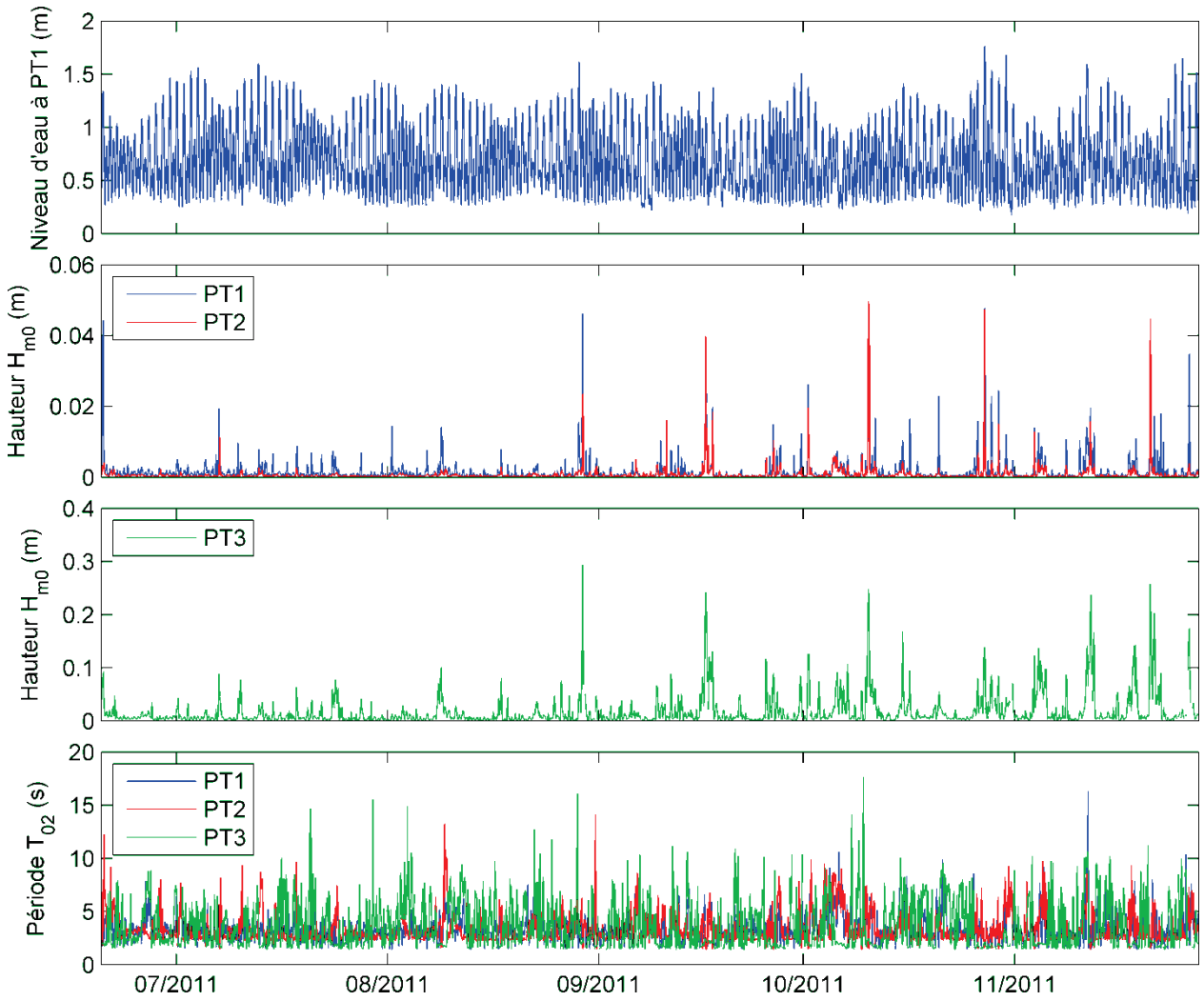


Figure 5.21. Niveaux d'eau, hauteurs significatives et périodes moyennes des vagues mesurées de juin à novembre 2011 dans la lagune (PT1 et PT2) et à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3, cf. Figure 5.17 pour la position des instruments).

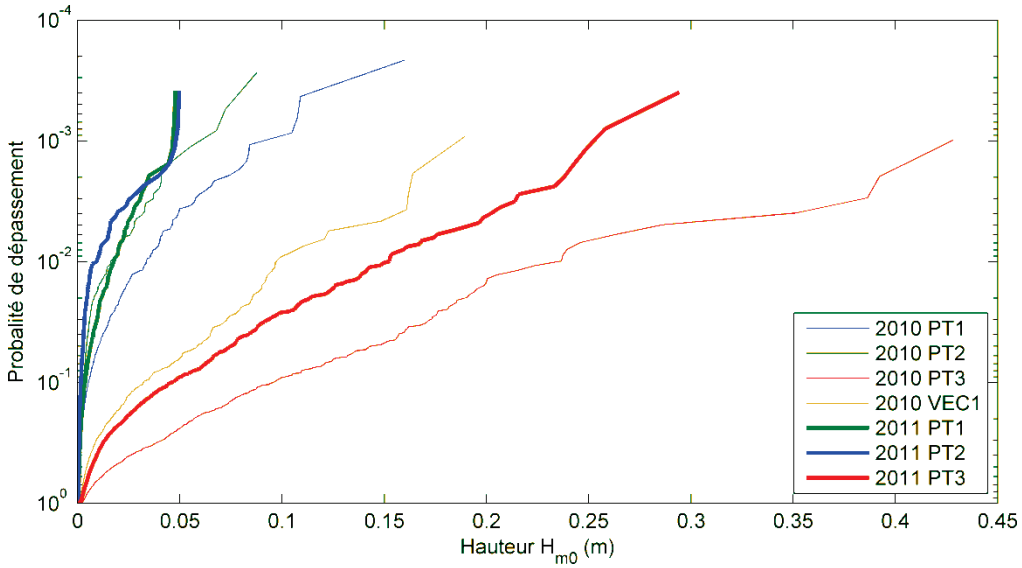


Figure 5.22. Probabilité de dépassement pour les hauteurs de vague H_{m0} mesurées dans la lagune (PT1 et PT2), à l'extérieur de la lagune à l'ouest de la presqu'île (PT3) et dans la passe (VEC1), cf. Figure 5.17 pour la position des instruments, cf. Tableau 5.6 pour les périodes de déploiement.

5.6.3 Courants, vagues et transport sédimentaire dans la passe

Du 1er octobre au 11 novembre, les courants, les vagues et les niveaux d'eau ont été mesurés dans la partie la plus profonde de la passe de la lagune à VEC 1 (Figure 5.17). Un courantomètre Nortek Vector mesurait à 0,29 m du fond à 16 Hz pendant 3 minutes toutes les 30 minutes, et un houlographe RBR TWR-2050 enregistrait à 4 Hz pendant 8,5 minutes toutes les heures. La turbidité de l'eau a été mesurée avec deux capteurs D&A OBS-3, mais les données sont trop influencées par les nombreux débris d'algues et de zostères présents pour que la concentration de sédiments en suspension puisse être estimée. Les courants moyens ont été calculés dans l'axe de la passe (orientation 73°), le signe positif indiquant un courant entrant dans la lagune.

Le courant de marée montante est plus intense que celui de marée descendante, mais ce dernier dure plus longtemps (Figure 5.25). Durant le cycle lunaire, les courants de pointes varient de 0,21 m/s à 0,78 m/s pour le flot, et de -0,19 à -0,68 m/s pour le jusant.

Il n'y a pas eu de tempête majeure durant l'expérience et les plus fortes vagues atteignant la passe n'ont pas dépassé 0,19 m avec de courtes périodes de 2-3 s. Elles ont été générées par des vents d'ouest dans le Havre de Gaspé entre Penouille et Saint-Majorique (vent

mesuré à l'aéroport de Gaspé du 8 au 10 octobre : 30-35 km/h). À marée basse les vagues étaient dissipées avant d'atteindre la passe.

Le transport sédimentaire à VEC1 a été calculé avec le logiciel Sedtrans05 (Neumeier *et al.*, 2008) à partir des paramètres suivants : courants, vagues et niveau d'eau mesuré par les instruments, sable de 0,3 mm (correspondant au sable local et à celui du delta de flot), formule de transport sédimentaire Van Rijn (1993), température 10 °C, et salinité 30 sur l'échelle pratique de salinité. Le débit d'eau à VEC1 a été calculé à partir du courant mesuré à 0,29 m du fond et en assumant un profil de courant logarithmique avec une échelle de rugosité z_0 de 5,5 mm (correspondant à des rides de 4,2 cm telles que prédites par Sedtrans05). L'aire de la section verticale de la passe a été calculée pour chaque niveau d'eau à partir du profil topographique à travers la passe levé au DGPS (Figure 5.23).

Le sédiment est transporté dans les deux sens durant les marées moyennes et de vives-eaux (Figure 5.25). Les vagues ne contribuent que peu au transport sédimentaire. Les pics de transport sont plus élevés durant le flot que durant le jusant, mais comme le jusant dure plus longtemps, le transport sédimentaire net à VEC 1 sort de la lagune. Toutefois, cette tendance n'est peut-être pas valable pour l'ensemble de la passe. En effet, lors du flot puissant mais court, du sédiment est transporté dans toutes les parties de la passe, comme observé par les rides linguoïdes visibles régulièrement à la pointe nord-ouest de la presqu'île. Lors du jusant moins intense mais de durée plus longue jusqu'à ce que la lagune se soit progressivement vidée (cf. section 5.6.1), le courant est plus confiné dans la partie profonde de la passe où était situé le courantomètre.

Un effet similaire est aussi visible sur le débit d'eau cumulé à VEC1, qui montre également une exportation nette d'eau de la lagune. Un calcul rapide simplifié du débit d'eau total à travers la passe, en supposant que la vitesse moyennée sur la profondeur est identique dans la toute passe, indique un export d'eau net de $1{,}38\times10^6$ m^3 en 42 jours, ce qui correspond en moyenne à un flux de 0,39 m^3/s, soit plus que le débit du ruisseau Ascah et des autres petits affluents dans la lagune en octobre-novembre.

Pour le transport sédimentaire net à long terme, il faut aussi considérer les périodes de tempêtes, pendant lesquelles les sédiments sont mis en suspension par les vagues dans le Havre de Gaspé, puis importés dans la lagune par advection à travers la passe. À cause des vagues nettement plus faibles dans la lagune, moins de sédiments y sont remis en suspension et

l'exportation par advection lors de tempêtes est plus faible. Van de Kreeke et Hibma (2005) ont décrit des processus similaires dans un chenal tidal néerlandais.

En conclusion, les données enregistrées indiquent un transport sédimentaire actif dans la passe, sauf durant les marées de mortes-eaux, et elles suggèrent une exportation nette de sable durant l'expérience. Cependant des mesures en un seul point sont insuffisantes pour confirmer cette tendance pour toute la passe. Il est nécessaire de considérer l'influence des tempêtes pour l'évolution à plus long terme, malheureusement elles étaient absentes durant l'expérience.

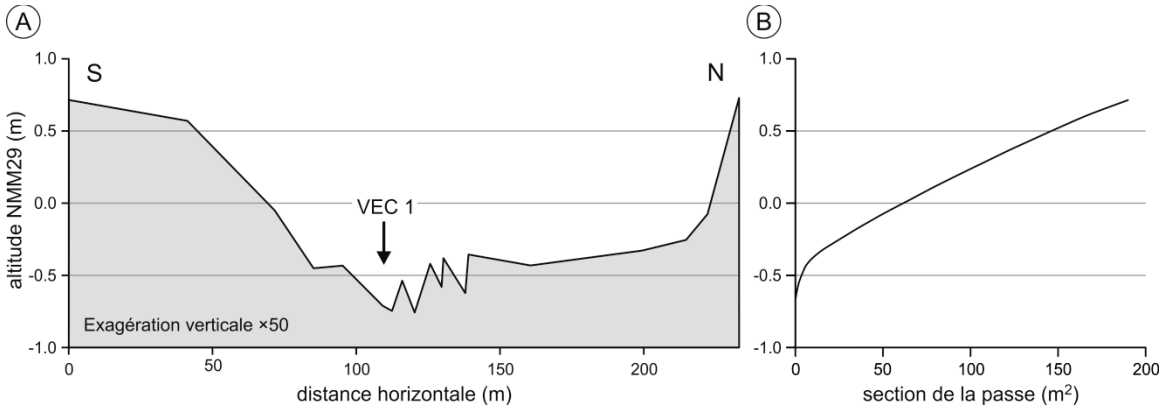


Figure 5.23. (A) Profil topographique à travers la passe (position indiquée sur la Figure 5.17) avec l'emplacement du courantomètre VEC 1. (B) Section de la passe en fonction du niveau d'eau.

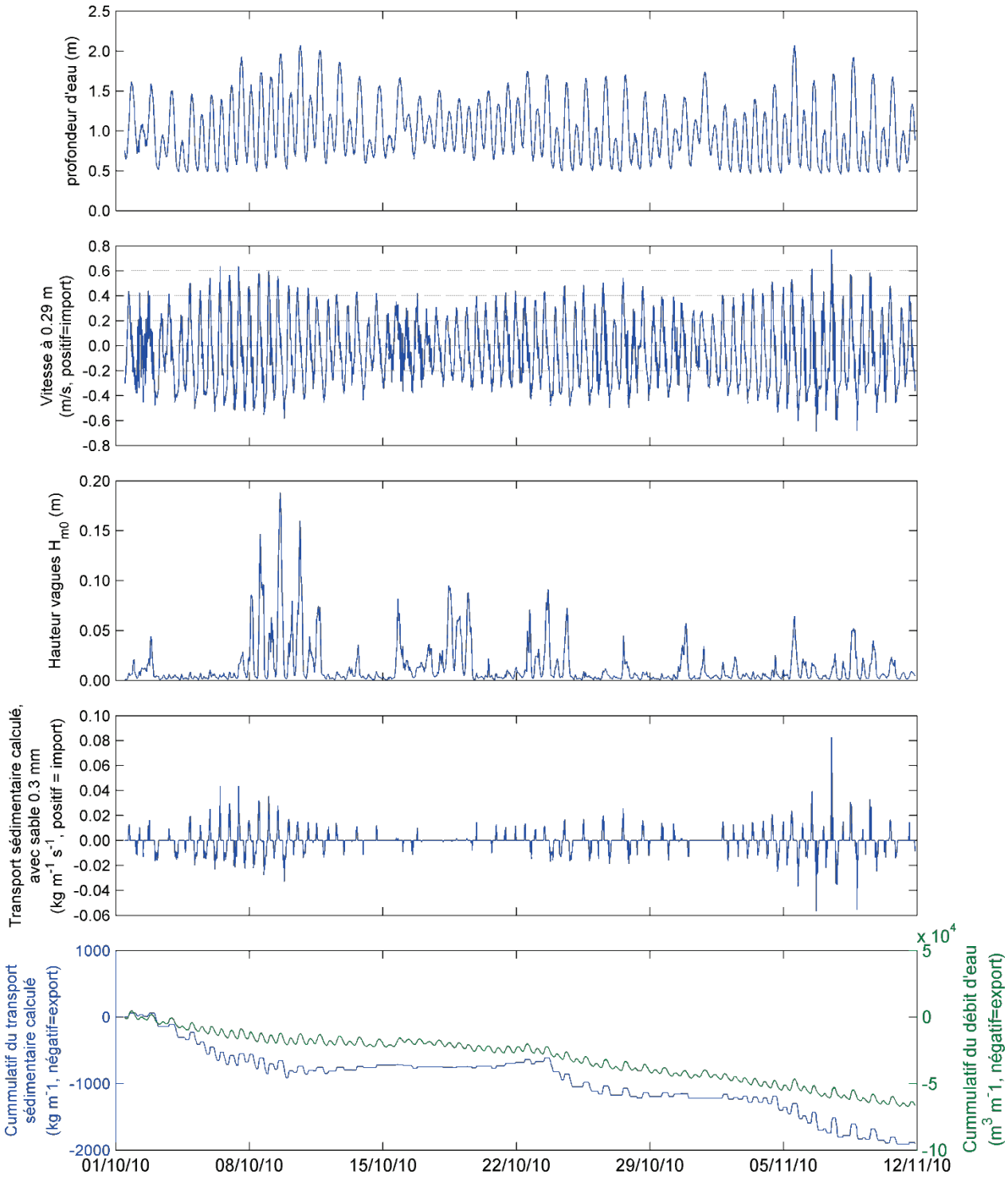


Figure 5.24. Séries temporelles des paramètres mesurés dans la passe de la lagune à VEC 1 (cf. Figure 5.17) de Penouille en octobre-novembre 2010 : niveau d'eau, courant près du fond, vagues, transport sédimentaire calculé pour le site VEC 1, série cumulative pour le site VEC 1 du transport sédimentaire et du débit d'eau.

5.7 *Variations relatives du niveau marin à Rivière-au-Renard et à Penouille*

Le Service hydrographique du Canada maintient depuis 1969 un marégraphe à Rivière-au-Renard (48,997º N, 64,3805º W), à 16 km au nord de Penouille. Ces données permettent de déterminer les variations du niveau marin relatif, c'est-à-dire la hausse ou la baisse du niveau marin par rapport à la croûte terrestre locale (en opposition avec les variations eustatiques ou globales).

Les données horaires de niveau d'eau ont été moyennées par mois. Tous les mois avec plus de 350 heures manquantes ont été rejetés. Les variations saisonnières ont été calculées (par rapport à la moyenne annuelle le niveau d'eau est 4,5 cm plus bas en mars-avril, 3,5 cm plus haut en juillet et 2 cm plus haut en décembre-janvier), puis soustraites aux moyennes mensuelles. Les moyennes annuelles ont été calculées en pondérant les moyennes mensuelles désaisonnalisées avec le nombre de mesures; les années avec moins de 10 mois valides ont été rejetées.

La variation du niveau marin relatif est calculée par régression linéaire et l'intervalle de confiance de la variation est estimé à p=0,05 (Borradaile, 2003). Le calcul a été effectué avec les moyennes mensuelles désaisonnalisées (Figure 5.25) et avec les moyennes annuelles (Figure 5.26), les hausses du niveau marin relatif à Rivière-au-Renard sont respectivement $1,01 \pm 0,36$ mm/an et $0,98 \pm 0,82$ mm/an.

Malgré cette hausse générale, une tendance à la baisse est bien visible durant la première moitié de la série. C'est pourquoi les régressions ont aussi été calculées pour les périodes 1969-1990 et 1991-2012 (Figure 5.25 et Figure 5.26). Jusqu'en 1990 il y a eu une baisse de 3,2 mm/an, suivi par une hausse de 3,7 mm/an. Un changement de tendance similaire a été rapporté pour d'autres sites de l'Atlantique Nord : Woodworth *et al.* (2009) indiquent pour le nord-ouest de l'Europe une diminution de la hausse (ou une baisse) à partir de 1960, puis pour certains sites une accélération à partir de 1980 ou 1990; Boon (2012) montre une brusque accélération de la hausse à partir de 1987 pour Halifax et le nord-est des États-Unis (mais pas pour le sud-est des États-Unis).

Le marégraphe de Rivière-au-Renard est situé à 16 km au nord de Penouille. Les variations du niveau marin et les mouvements de la croûte terrestre peuvent varier dans l'espace.

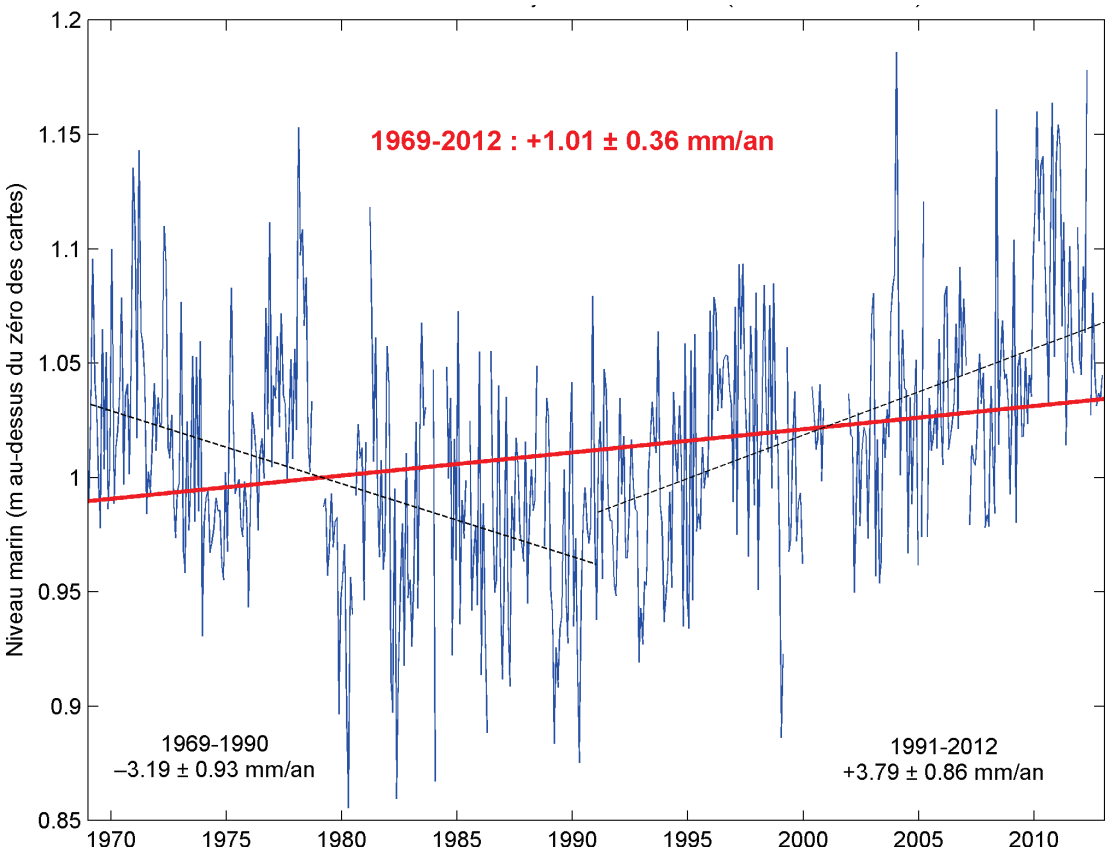


Figure 5.25. Niveau marin mensuel moyen désaisonnalisé à Rivière-au-Renard avec calcul par régression linéaire des variations relatives.

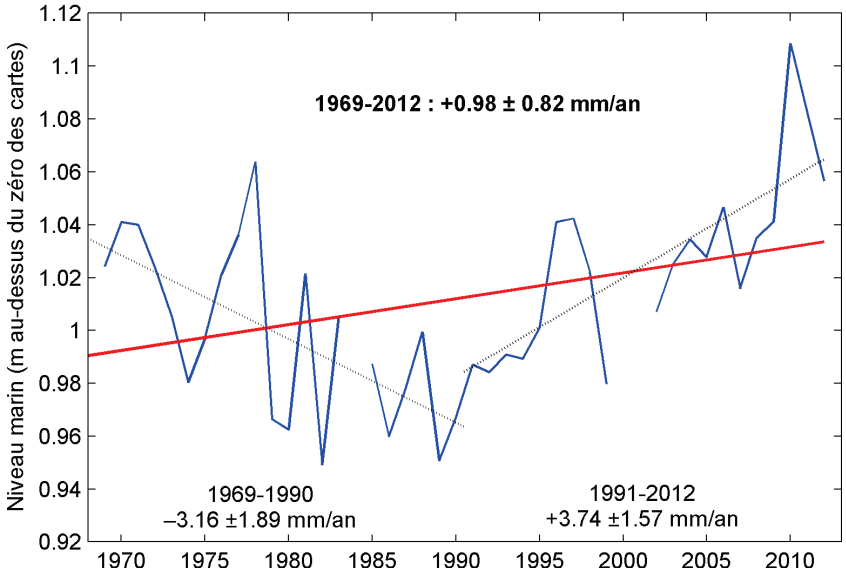


Figure 5.26. Niveau marin annuel moyen à Rivière-au-Renard avec calcul par régression linéaire des variations relatives.

Vu la courte distance, les variations à long terme du niveau marin devraient être similaires entre les deux endroits (par contre les débits des rivières ou le vent peuvent induire des différences temporaires).

Les mouvements de la croûte terrestre sont plus complexes. Suite à la dernière déglaciation et le retrait de la masse de l'inlandsis laurentidien, la croûte terrestre de l'est du Canada continue encore de nos jours à se réajuster par mouvements isostatiques. Les zones périphériques (provinces maritimes) s'enfoncent alors que les zones plus centrales sous la calotte (bouclier canadien) s'élèvent. Des études essayent toujours de préciser la position exacte de la limite entre les deux tendances, limite qui se trouve environ en Gaspésie. Ces mouvements isostatiques sont connus par des observations de terrain dont la couverture spatiale n'est malheureusement pas homogène (Anctil *et al.*, 1992; Dionne, 2001; Gehrels *et al.*, 2004), ainsi que par des modèles géophysiques numériques (Gehrels *et al.*, 2004; Koohzare *et al.*, 2008).

La précision des modèles numérique est limitée par le peu de données existantes pour les calibrer. Cependant, les connaissances actuelles des mouvements isostatiques indiquent clairement un gradient environ nord-sud pour le nord-est de la Gaspésie, et les modèles peuvent donner une estimation de celui-ci. Dans la région de Forillon, le modèle de Gehrels *et al.* (2004) indique un gradient du mouvement isostatique de 0,0164 mm an^{-1} km^{-1} dans la direction de 20° (NNE); Penouille étant à 16,7 km de Rivière-au-Renard dans cette direction, cela correspond à une hausse du niveau marin relatif 0,27 mm/an plus forte à Penouille qu'à Rivière-au-Renard. Le modèle de Koohzare *et al.* (2008) quant à lui indique un gradient de 0,0334 mm/km dans la direction 350° (NNW), Penouille étant à 17,2 km de Rivière-au-Renard dans cette direction, cela correspond à une hausse de 0,57 mm/an plus forte à Penouille qu'à Rivière-au-Renard.

L'ajout de cette variation régionale des mouvements isostatiques aux observations du marégraphe de Rivière-au-Renard indique pour Penouille une hausse du niveau marin relatif d'environ $1,4 \pm 0,7$ mm/an entre 1969 et 2012, et peut-être une accélération à $4,2 \pm 1,1$ mm/an pour la période 1991-2012.

Depuis 1993 les variations du niveau marin sont mesurées précisément par altimétrie satellitaire pour toutes les latitudes inférieures à 66°. La hausse globale calculée à partir de ces données est de 3,2 mm/an pour la période 1993 à 2011 (Meyssignac et Cazenave, 2012). La comparaison entre cette hausse globale avec la mesure à Rivière-au-Renard pour la même période ($3,78 \pm 1,09$ mm/an) ou l'estimation pour Penouille de 4,2 mm/an (période 1990-2012) indique

une contribution locale de la hausse du niveau marin relatif d'environ 0,6 mm/an (Rivière-au-Renard) ou 1 mm/an (Penouille), qui correspond probablement à l'enfoncement isostatique.

Il existe différentes cyclicités dans les variations du niveau marin, dues à des processus astronomiques comme la précession lunaire (cycle de 18,6 ans), des oscillations climatiques (par exemple l'oscillation nord-atlantique) ou des variations décennales dans les courants marins, notamment la position du Gulf Stream (Blaha, 1984). C'est pourquoi le choix de la période utilisé pour le calcul de la hausse/baisse du niveau marin par régression linéaire peut fortement influencer le résultat.

Une accélération de la hausse du niveau marin a été observée à divers moments du XX^{e} siècle (notamment vers 1930 et vers 1980-1990) et des taux d'accélération en mm an^{-2} ont été calculés par régression quadratique et extrapolés pour le futur (par exemple, Houston *et al.*, 2011; Boon, 2012). Toutefois la sélection de la période utilisée pour la régression quadratique influence fortement le résultat (Houston *et al.*, 2011). De plus, une extrapolation d'une relation quadratique se justifie seulement si les processus physiques responsables de l'accélération continuent à s'amplifier régulièrement durant la période extrapolée, ce qui n'est pas le cas pour certaines oscillations astronomiques ou climatiques.

D'un autre côté, le réchauffement climatique global provoqué par l'augmentation des gaz à effet de serre d'origine anthropique induit une hausse du niveau marin eustatique. Les effets du réchauffement climatique global ont pu se ressentir déjà au XX^{e} siècle, mais ils augmenteront durant le XXI^{e} siècle, indépendamment des variations observées durant le XX^{e} siècle. C'est pourquoi une prédiction fiable du futur niveau marin nécessite la combinaison des mouvements isostatiques locaux, la variation globale du niveau marin (mais généralement les prédictions indiquent seulement le niveau atteint en 2100, sans donner de courbe détaillée pour le XXI^{e} siècle) et l'influence des processus régionaux liés aux courants marins et à la température.

Sur un horizon temporel de 50 ans, l'enfoncement isostatique d'environ 1 mm/an à Penouille se poursuivra, relevant le niveau marin relatif d'environ 5 cm en 50 ans. La hausse eustatique du niveau marin est actuellement d'environ 3,2 mm/an. Dû au réchauffement climatique global, il est à peu près certain que la hausse eustatique s'accélèrera. Les experts sont toutefois partagés sur l'amplitude de la hausse, des chiffres entre +50 et +200 cm étant prédits pour la période 2000 à 2100 (Nicholls et Cazenave, 2010; USACE, 2011). Sans être trop extrémiste, on peut retenir un intervalle de hausse eustatique probable de +50 à +140 cm/siècle.

En supposant que la hausse est linéaire durant le XXI^{e}, et en ajoutant l'enfoncement isostatique, la hausse du niveau marin relatif à Penouille sera entre 6 et 15 mm/an, soit une remontée entre 30 et 75 cm dans les 50 prochaines années.

5.8 *Discussion et conclusions sur le marais et la lagune*

Les analyses statistiques des sédiments de surface indiquent que localement (transects nord et sud), une corrélation positive existe entre d'une part l'élévation et la distance à la lagune et d'autre part la teneur en vase et en matière organique. Cette relation est bien visible à l'échelle de quelques dizaines de mètres. Toutefois, à l'échelle du marais, la granulométrie et la teneur en vase ne suivent pas la tendance escomptée avec l'élévation. En effet, le transport éolien de sable depuis la presqu'île de Penouille et le transport par les glaces flottantes induisent plutôt une légère augmentation de la taille moyenne des grains en montant en altitude ainsi qu'une diminution des concentrations de vase.

Ces résultats des sédiments de surface donnent d'utiles clés d'interprétation pour les sédiments anciens en carotte : dans le marais la teneur en vase et la teneur en matière organique augmentent avec la distance de la source sédimentaire locale, alors que la granulométrie devient plus fine.

Comme généralement observé dans les marais littoraux (Adam, 1990; Pennings et Callaway, 1992; Hickey et Bruce, 2010), la cartographie de la végétation confirme la dépendance de celle-ci avec la fréquence d'inondation, qui est directement reliée à l'altitude. À Penouille, le marais inférieur occupe en altitude seulement une zone d'environ 0,4 m. La végétation d'un site est donc très sensible à une augmentation de la fréquence d'inondation, qui résulterait d'une hausse du niveau marin relatif plus importante que le taux d'accrétion du site.

Depuis les relevés de Grandtner et de Beaumont (~1975), le marais supérieur s'est étendu de quelques mètres ou dizaines de mètres au détriment du marais inférieur. Des zones autrefois dominée 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 espèce a tendance à s'installer à mi-chemin entre les zones inférieures de spartine alterniflore et celles supérieures à forte concentration de jonc de Gérard.

Depuis les relevés de Grandtner et de Beaumont le marais inférieur a aussi été érodé du côté de la lagune. Cela est confirmé par l'analyse des cinq photos aériennes historiques qui montrent une légère diminution de la superficie totale du marais de 3 % entre 1975 et 2008, correspondant à une perte annuelle de 0,1 %. Les secteurs nord-ouest et des îles sont le plus touchés (diminution annuelle 0,3 %).

L'étude des carottes indique que le marais de Penouille s'est installé dans la partie nord il y a environ 1000-1200 ans, c'est-à-dire vers 800 à 1000 après J.-C. (peut-être un peu plus tard si long délai avant sédimentation des restes ligneux datés). Les datations ^{14}C indiquent des accrétions de 0,35-1 mm/an pour les périodes de plusieurs siècles, tandis que les datations ^{137}Cs affichent plutôt des taux de 1-3 mm/an depuis 1963. Les plaques d'accrétions indiquent une accrétion de $3,0 \pm 0,9$ mm/an (dans certaines zones seulement $1,5 \pm 0,8$ mm/an) en 2010-2012. Le taux d'accrétion actuel du marais (1 et 3 mm/an selon les secteurs) est donc plus élevé que les taux passés (^{14}C), qui sont probablement influencés par la compaction et des variations dans la hausse du niveau marin.

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 isostatiques. Depuis une vingtaine d'année, une hausse nettement plus marquée de 3,8 mm/an s'observe à Rivière-au-Renard, correspondant à 4,2 mm/an à Penouille. Les effets locaux (enfoncement isostatiques, etc.) contribuent environ pour 1 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'ennoyer le marais.

Dû au réchauffement climatique global, il est à peu près certain que la hausse du niveau marin eustatique s'accélèrera. Les experts sont toutefois partagés sur l'amplitude de la hausse, des chiffres entre +50 et +200 cm étant prédits pour le XXI^{e} siècle (Nicholls et Cazenave, 2010; USACE, 2011). Il est réaliste de retenir pour les 50 prochaines années un intervalle de hausse relative de 6 et 15 mm/an, soit une remontée totale entre 30 et 75 cm.

Dans les conditions actuelles, le marais est relativement stable, capable de compenser la hausse du niveau marin relatif. Toutefois il subit une très lente érosion du côté de la lagune, avec actuellement surtout une diminution du marais inférieur. Les secteurs nord-ouest et îles sont le plus touchés par cette érosion latérale, leurs superficies pourraient diminuer de 15% sur un horizon de 50 ans sans variation du niveau marin.

En cas d'accélération de la hausse du niveau marin relatif (ce qui est probable suite aux changements climatiques), le taux d'accrétion actuel ne suffira pas à maintenir un équilibre, ce qui provoquera la perte des zones basses du marais et la migration des communautés végétales vers la terre. 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, mais cela est très hypothétique. C'est pourquoi il faut prévoir un déficit d'accrétion (hausse relative moins accrétion) de 3 à 13 mm/an, ce qui correspond à une submersion de 15 à 65 cm du marais dans 50 ans. Étant donné la morphologie du marais, une submersion de moins de 20 cm n'aurait pas d'effet dramatique (néanmoins perte de la frange la plus basse et migration des communautés végétales), alors qu'à partir de 30-40 cm de grandes zones (presque toutes les îles, toute la plate-forme basse au nord, et certaines zones au sud) seraient trop souvent inondées pour la végétation de marais. À partir de 50 cm presque tout le marais inférieur actuel disparaîtrait. Les communautés végétales halophytes pourraient un peu migrer en direction de la terre du côté de la presqu'île, mais il y aura de la constriction côtière (*coastal squeeze*) au nord-ouest et au nord à cause du talus existant. Toutefois, il faut souligner que l'évolution dépendra non seulement de la hausse eustatique, mais aussi de la capacité du marais à se réajuster verticalement en réponse aux variations du niveau marin relatif.

L'évaluation ci-dessus est basée sur la persistance du pédoncule fermant la lagune du côté est. Le pédoncule est actuellement stable, mais une forte hausse du niveau marin augmenterait le risque d'une rupture durable. Si cela se produit, 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 très faible.

5.9 *Références*

Adam, P., 1990. Saltmarsh ecology. Cambridge University Press, Cambridge, 450 p.

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.

Anctil, F., Troude, J.P., 1992. Étude de la remontée relative des niveaux d'eau de l'estuaire du Saint-Laurent. Revue canadienne de génie civil, 19, 252-259.

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., Turcotte-Paré, D. Étude d'impact d'utilisation au parc national Forillon. Tome 1 : Caractérisation du secteur de Penouille. Rapport préparé pour Parc Canada par le Centre de recherches écologiques de Montréal. Université de Montréal, pp. 121-234.

Blaha, J.P., 1984. Fluctuations of monthly sea level as related to the intensity of the Gulf Stream from Key West to Norfolk. Journal of Geophysical Research, 89, 8033-8042.

Blott, S.J., 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. doi:10.1002/esp.261

Boon, J.D., 2012. Evidence of sea lavel acceleration at U.S. and Canadian tide stations, Altantic Coast, North America. Journal of Coastal Research, 28, 1437-1445. doi:10.2112/JCOASTRES-D-12-00102.1

Borradaile, G., 2003. Statistics of earth science data. Springer, Berlin, xxvii + 351 p.

Christiansen, T., Wiberg, P.L., 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., 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. doi:10.1016/j.ecss.2012.02.014

Crain, C.M., Silliman, B.R., Bertness, S.L., Bertness, M.D., 2004. Physical and biotic drivers of plant distribution across estuarine salinity gradients. Ecology, 85, 2539-2549. doi:10.1890/03-0745

de Montety, L., Neumeier, U., Archambault, P., 2011. Faune benthique de Penouille, Parc National du Canada Forillon : inventaire 2010 et comparaison avec les données de 1976. Rapport préparé pour Parcs Canada par l'Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski, 49 p.

Dionne, J.C., 1989. An estimate of shore ice action in a Spartina tidal marsh, St. Lawrence Estuary, Québec, Canada. Journal of Coastal Research, 5, 281-293.

Dionne, J.C., 2001. Relative sea-level changes in the St. Lawrence estuary from deglaciation to present day. In : Weddle T.K., Retelle M.J. (Éd.) Deglacial history and relative sea-level changes, Northern New England and adjacent Canada. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 351, p. 271-284.

Ewanchuk, P.J., Bertness, M.D., 2004. The role of waterlogging in maintaining forb pannes in northern New England salt marshes. Ecology, 85, 1568-1574. doi:10.1890/02-0779

French, J.R., Spencer, T., 1993. Dynamics of sedimentation in a tide-dominated backbarrier salt marsh, Norfolk, UK. Marine Geology, 100, 315-331.

French, J.R., Spencer, T., Murray, A.L., Arnold, N.S., 1995. Geostatistical analysis of sediment deposition in two small tidal wetlands, Norfolk, U.K. Journal of Coastal Research, 11, 308-321.

Friedrichs, C.T., Perry, J.E., 2001. Tidal salt marsh morphodynamics: a synthesis. Journal of Coastal Research, 27, 7-37.

Gehrels, W.R., Milne, G.A., Kirby, J.R., Patterson, R.T., Belknap, D.F., 2004. Late Holocene sea-level changes and isostatic crustal movements in Atlantic Canada. Quaternary International, 120, 79-89. doi:10.1016/j.quaint.2004.01.008

Hickey, D., 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. doi:10.2112/08-1089.1

Houston, J.R., Dean, R.G., 2011. Sea-level acceleration based on U.S. tide gauges and extensions of previous global-gauge analyses. Journal of Coastal Research, 27, 409-417. doi:10.2112/JCOASTRES-D-10-00157.1

Koohzare, A., Vanícek, P., Santos, M., 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. Journal of Geodynamics, 45, 133-145. doi:10.1016/j.jog.2007.08.001

Meyssignac, B., Cazenave, A., 2012. Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. Journal of Geodynamics, 58, 96-109. doi:10.1016/j.jog.2012.03.005

Neumeier, U., Ciavola, P., 2004. Flow resistance and associated sedimentary processes in a Spartina maritima salt-marsh. Journal of Coastal Research, 20, 435-447. doi:10.2112/1551-5036(2004)020[0435:FRAASP]2.0.CO;2

Neumeier, U., Ferrarin, C., Amos, C.L., Umgiesser, G., Li, M.Z., 2008. Sedtrans05: An improved sediment-transport model for continental shelves and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments. Computer & Geosciences, 34, 1223-1242. doi:10.1016/j.cageo.2008.02.007

Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. Science, 328/5985, 1517-1520. doi:10.1126/science.1185782

Oertel, G.F., Woo, H.J., 1994. Landscape classification and terminology for marsh in deficit coastal lagoons. Journal of Coastal Research, 10, 919-932.

Pennings, S.C., 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, TP., 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., 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., Anderson, N., 2013. Contribution of aeolian sand to backbarrier marsh sedimentation. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 20, 248-259. doi:10.1016/j.ecss.2012.12.001

Roman, C.T., Peck, J.A., Allen, J.R., King, J.W., Appleby, P.G., 1997. Accretion of a New England (U.S.A.) salt marsh in response to inlet migration, storms, and sea-level rise. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 45, 717-727.

Smith, S.M., Medeiros, K.C., Tyrrell, M.C., 2012. Hydrology, herbivory, and the decline of Spartina patens (Aiton) Muhl. in outer Cape Cod salt marshes (Massachusetts, U.S.A.). Journal of Coastal Research, 28, 602-612. doi:10.2112/JCOASTRES-D-10-00175.1

Schwimmer, R.A., Pizzuto, J.E., 2000. A model for the evolution of marsh shorelines. Journal of Sedimentary Research, 70, 1026-1035.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. Radiocarbon, 35, 215-230.

Tucker, M.J., Pitt, E.G., 2001. Waves in ocean engineering. Elsevier ocean engineering book series vol. 5, Elsevier, Amsterdam, 521 p.

USACE, 2011. Sea-level change considerations for civil works programs. US Army Corps of Engineers, Circular EC 1165-2-212, 32 p.

van de Kreeke, J., Hibma, A., 2005. Observations on silt and sand transport in the throat section of the Frisian Inlet. Coastal Engineering, 52, 159-175. doi:10.1016/j.coastaleng.2004.10.002

Van Rijn, L.C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Amsterdam, 695 p.

Warren, R.S., Niering, W.A., 1993. Vegetation change on a northeast tidal marsh – interaction of sea-level rise and marsh accretion. Ecology, 74, 96-103. doi: 10.2307/1939504

Woodworth, P.L., White, N.J., Jevrejeva, S., Holgate, S.J., Church, J.A., Gehrels, W.R., 2009. Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. International Journal of Climatology, 29, 777-789. doi:10.1002/joc.1771

Yang, S.L., Li, H., Ysebaert, T., Bouma, T.J., Zhang, W.X., Wang, Y., Li, P., Li, M., 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. doi:10.1016/j.ecss.2007.10.02L4

Chapitre 6

Synthèse de la dynamique côtière de la falaise de Penouille

La falaise rocheuse de Penouille a une dynamique particulière, liée notamment à la nature fragile des roches ainsi qu'au climat rigoureux. L'analyse des processus érosifs s'avère essentielle pour comprendre leur dynamique. Elle permet notamment de mettre en évidence tous les phénomènes (marin, terrestre et atmosphérique) liés à l'érosion des falaises. De plus, afin de bien comprendre la contribution de la falaise dans le système côtier de Penouille et son évolution future, il est primordial d'en évaluer l'évolution passée.

Les pages qui suivent illustrent la diversité des processus auxquels est exposée la falaise de Penouille. La nature de la roche, le pendage, l'orientation fournissent de multiples indices sur les facteurs qui conditionnent l'évolution passée, actuelle et future.

Yvon Jolivet, Pascal Bernatchez, Chantal Quintin, Guillaume Marie

Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

6 Synthèse de la dynamique côtière de la falaise de Penouille

6.1 *Introduction*

Bien qu'elles aient une apparence de dureté, les falaises rocheuses côtières sont sensibles à différents types de processus d'érosion. Ces processus peuvent être classés en six catégories : aérodynamique/hydrodynamique, hydrogéologique/gravitaire, météorisation, biologique, anthropique et chimique (Bernatchez et Dubois, 2004).

Dans le Québec maritime, les études réalisées sur les processus d'érosion des falaises rocheuses sont peu nombreuses. L'étude de Daigneault (2001) réalisée dans la baie des Chaleurs est l'une des seules qui quantifient les processus d'érosion. Selon cet auteur, les falaises sont exposées principalement aux processus hydrodynamiques, mais aussi aux processus d'origine chimique, mécanique et biologique. De plus, il mentionne que le type d'environnement auquel les falaises du Québec maritime sont exposées, soit un climat maritime froid, pourrait jouer un rôle important dans l'érosion des falaises. En effet, sous un climat tempéré froid, les falaises rocheuses sont particulièrement sensibles aux processus cryogéniques (Bernatchez et Dubois, 2004). Ces processus liés notamment au gel et dégel de la roche s'effectuent durant les saisons de transition (Bost, 2008; Francou, 1987; Frayssines, 2005; Frayssines *et al.,* 2006).

Dans la baie de Gaspé, l'érosion de la falaise de Penouille contribue à alimenter la presqu'île de Penouille (Allard et Tremblay, 1979). Selon Allard et Tremblay (1979), les processus hydrodynamiques liés principalement aux vagues et aux courants de marée sont les principaux processus responsables de l'érosion de la falaise de Penouille. La gélifraction serait aussi active dans les grès de la baie de Gaspé (Roed, 1979). Toutefois, aucune étude n'a quantifié la vitesse de recul de la falaise à l'ouest de la presqu'île de Penouille pour déterminer sa réelle contribution au bilan sédimentaire de la zone côtière. Les processus en cause ont encore moins été quantifiés.

Cet étude vise dans un premier temps à quantifier la vitesse de recul de la falaise à l'échelle historique (1970-2008) et dans un deuxième temps à comprendre le rôle des paramètres climatiques, des conditions hydrodynamiques, glacielles et hydrogéologiques dans l'érosion de la falaise. Ainsi, le recul de la falaise pour la période récente (2010-2012) sera estimé à partir du système ATEPS (*automated thermal erosion pin system*) développé par le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'UQAR (Bernatchez *et al.,* 2011) alors qu'une caméra de suivi et les instruments météorologiques permettront de déterminer les conditions environnementales responsables des événements de recul de la falaise.

6.2 *Localisation et principales caractéristiques géologiques de la falaise*

Appartenant à la province géologique des Appalaches, le segment de la falaise de Penouille est délimité à l'ouest par le pédoncule de la presqu'île de Penouille et à l'est par Gros cap aux Os (Figure 6.1). La falaise est généralement vive et verticale. Elle se présente par un trait rectiligne comportant localement quelques échancrures et incisé à deux endroits par les ruisseaux à l'Eau et des Trois Chemins. La hauteur de la falaise varie généralement entre 12 et 22 m, à l'exception du segment du Gros cap aux Os où la hauteur moyenne est de 25 m, mais peut atteindre 41 m. La falaise est composée de roches friables principalement des grès, des mudstones et des schistes de la formation de Battery Point (Allard et Tremblay, 1979). Les strates qui composent la falaise présentent un fort pendage (50° à 70°) plongeant vers la baie de Gaspé. De nombreuses diaclases viennent découper les strates en forme de dalles de tailles diverses allant de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres. Au sommet de la falaise, les formations géologiques sont parfois altérées sur près d'un mètre. On retrouve aussi par endroit, un dépôt de sable et gravier généralement de moins d'un mètre d'épaisseur au sommet de la falaise (Argus Groupe-Conseil inc, 1992; Veillette et Cloutier, 1993). L'orientation générale de la falaise (nord-ouest; sud-est) l'expose aux vagues en provenance du sud-est. Au pied de la falaise, on retrouve une plage sableuse avec des affleurements rocheux d'une largeur variant entre 5 et 10 m. A quelques endroits sur la plage, on observe des blocs émoussés et anguleux provenant de la falaise témoignant de l'état actif passé et actuel de la falaise. D'une largeur moyenne de près

de 100 m, l'estran forme une plate-forme d'érosion rocheuse à faible dénivelé et recouverte par endroit d'un placage de sable.

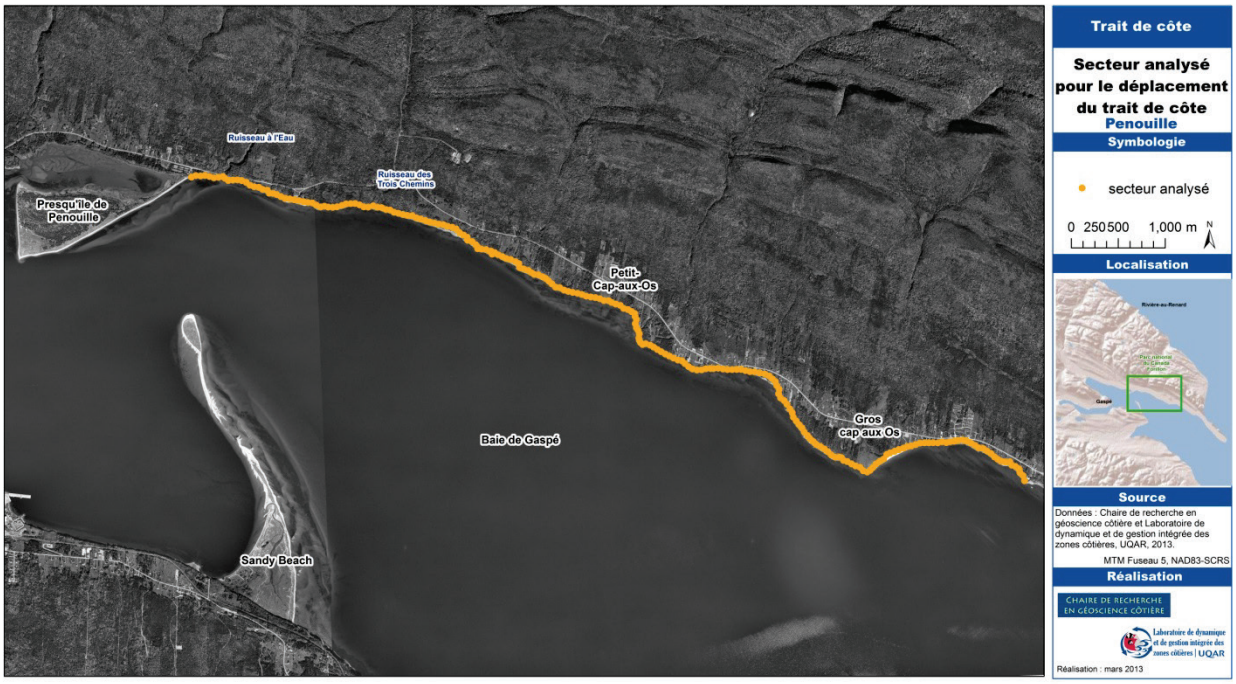


Figure 6.1. Localisation de la falaise étudiée pour l'analyse de l'évolution historique du trait de côte (1970-2008).

6.3 *Évolution historique du trait de côte (1970-2008)*

L'évolution historique du trait de côte a été réalisée pour la falaise localisée entre le pédoncule de Penouille et Gros cap aux Os. En raison de la faible qualité des photographies aériennes de 1948, il n'a pas été possible d'y tracer le trait de côte. L'évolution historique du trait de côte a ainsi été effectuée pour les périodes de 1970 à 2001, de 2001 à 2008 et pour celle de 1970 à 2008 (Figure 6.2). La falaise rocheuse a reculé à une vitesse moyenne de -0,08 m/an entre 1970 et 2008. La période de 1970 à 2001 présente le taux moyen le plus faible avec une valeur de -0,06 m/an alors qu'il a été de -0,17 m/an entre 2001 et 2008. Ces taux sont généralement faibles comparativement aux taux enregistrés dans d'autres régions comme celles des Îles-de-la-Madeleine dans les falaises de grès rouge (-0,46 m/an entre 1963 et 2001) (Bernatchez *et al.,* 2008). En contrepartie, les taux de recul de la falaise de Penouille, notamment ceux entre 2001 et

2008 se rapprochent des valeurs obtenues pour la falaise rocheuse de Percé entre 1934 et 2001 (-0,20 m/an). Dans la baie des Chaleurs, des mesures effectuées par des bornes repères entre 1990 et 2001 indiquent des reculs variant entre 0,03 et 0,36 m/an pour des falaises de grès et de conglomérats (Daigneault, 2001). Ces valeurs se rapprochent des reculs enregistrés de la falaise à l'étude pour les deux périodes analysées. L'analyse de l'évolution historique de la falaise bordant la cellule hydrosédimentaire de Penouille, c'est-à-dire du pédoncule jusqu'au Gros cap aux Os, permet d'établir que le recul de la falaise entre 1970 et 2008 a contribué en apport sédimentaire pour un volume moyen de 752 200 m^3. Depuis la formation de la plate-forme rocheuse de Penouille, il y a environ plus de 1 000 ans (voir section 3.3.5 du chapitre 3), le recul de la falaise a contribué en apport sédimentaire à la zone côtière pour un volume de 19 024 293 m^3. À titre comparatif, le volume de sédiments littoraux qui forment la presqu'île de Penouille a été évalué à 1 592 074 m^3 de sédiments. C'est donc dire que malgré des valeurs de recul relativement faible, les apports sédimentaires provenant de l'érosion de la falaise contribuent amplement à l'équilibre sédimentaire de la presqu'île de Penouille.

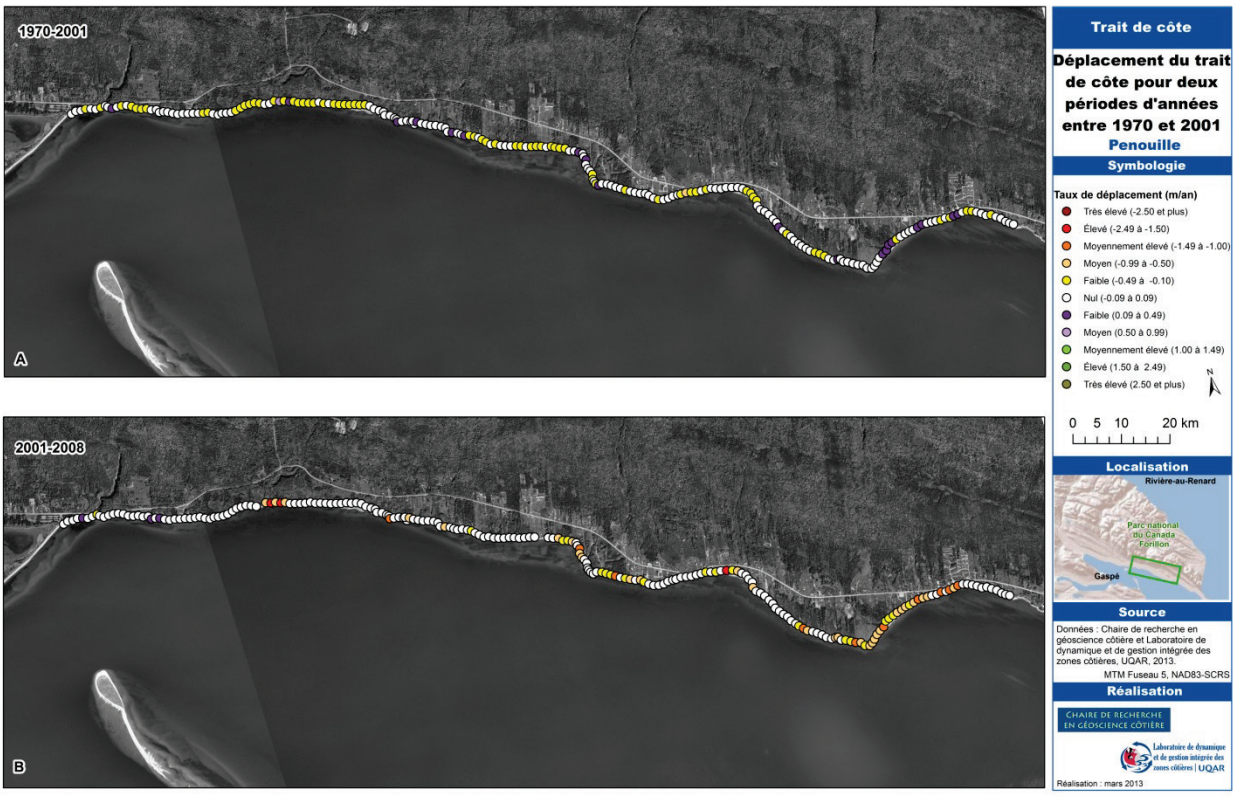


Figure 6.2. Évolution du trait de côte de la falaise de Penouille entre 1970 et 2001 (A) et entre 2001 et 2008 (B).

Des valeurs extrêmes, mais ponctuelles sont parfois mesurées. Ces reculs sont attribuables à des mouvements de terrain. Par exemple, un recul de 1,61 m/an a été mesuré entre 2001 et 2008 en raison de l'écroulement d'une paroi rocheuse (Figure 6.3). Les structures anthropiques peuvent aussi influencer la vitesse de recul de la falaise. Dans le secteur de Cap-aux-Os, on constate sur les photographies aériennes de 1948, la présence d'un quai (Figure 6.4). Ce quai a bloqué le transit sédimentaire et a favorisé l'accumulation de sédiments en amont selon le sens du transit sédimentaire. Cette accumulation a formé une terrasse de plage qui s'est maintenue au-delà de 1970. Pendant cette période, la terrasse de plage présente au pied de la falaise est venue stabiliser la falaise. Avec le démantèlement du quai et l'érosion complète de la terrasse de plage, la falaise s'est réactivée engendrant des valeurs de recul plus élevées par la suite. À la suite du démantèlement du quai, les sédiments se sont redistribués en aval le long de la côte.

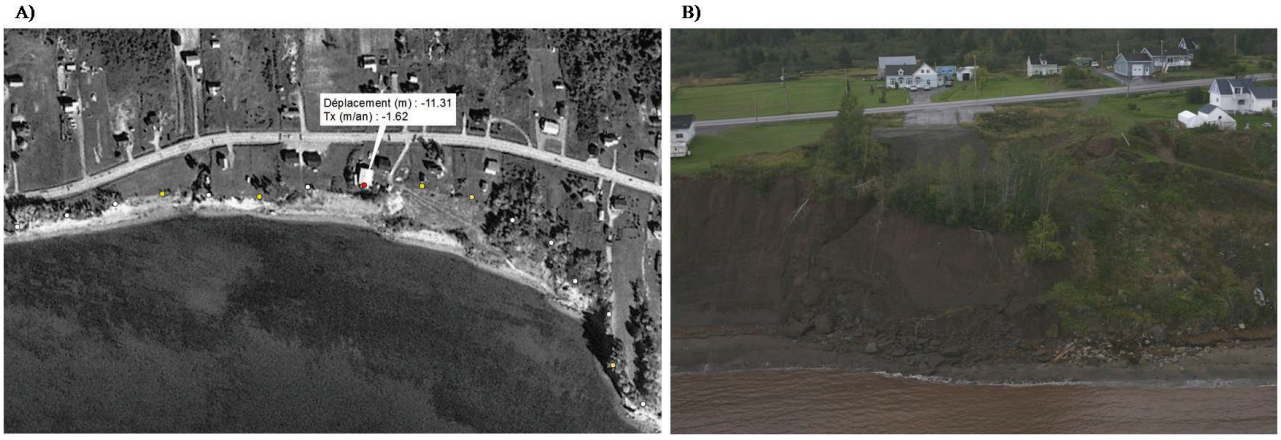


Figure 6.3. Évolution du trait de côte de la falaise de Penouille; recul mesuré entre 2001 et 2008 (A) à la suite de l'écroulement d'une paroi de la falaise photographiée en septembre 2010 (B).

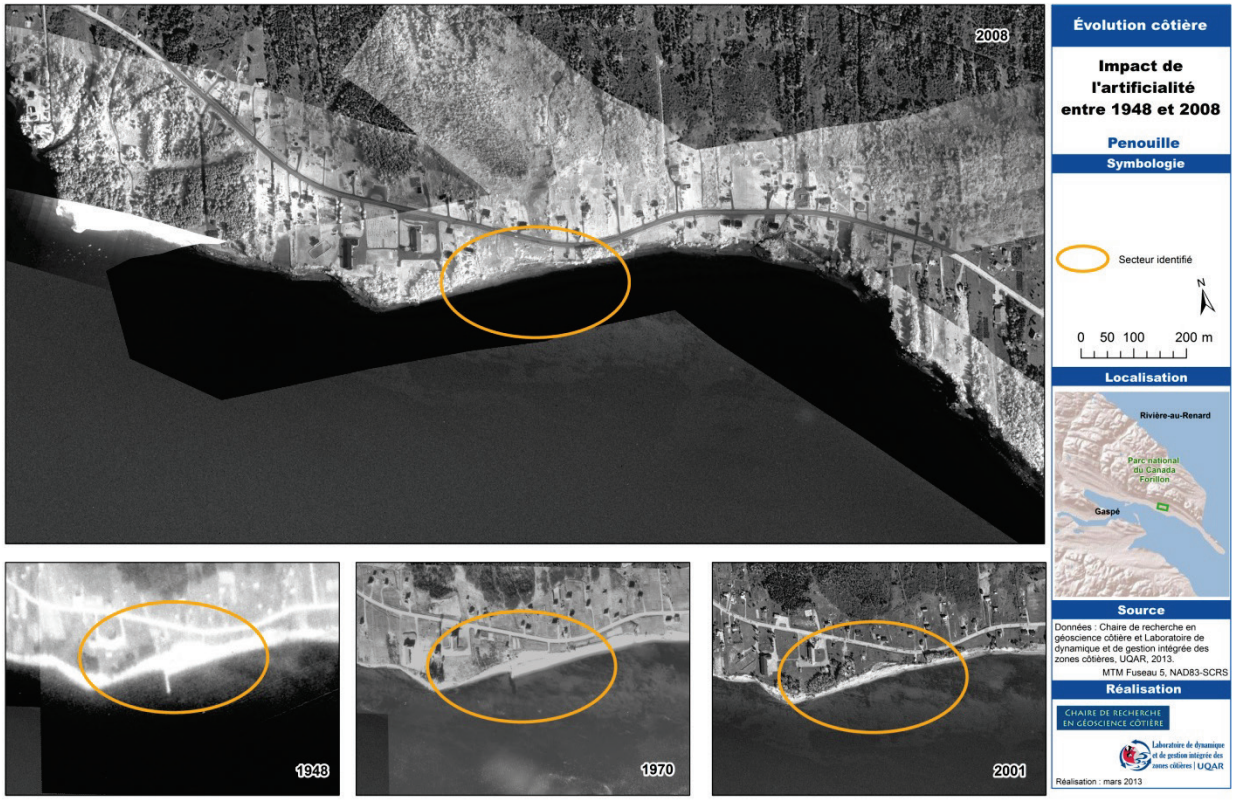


Figure 6.4. Influence d'un quai sur l'évolution du trait de côte de la falaise de Penouille entre 1948 et 2008.

6.4 *Évolution récente de la falaise (2010-2012)*

Une analyse détaillée des processus d'érosion et des caractéristiques physiques de la falaise a été réalisée sur un segment d'une longueur de 700 m localisé immédiatement à l'est de Penouille (Figure 6.5). Nous présentons dans un premier temps la méthodologie utilisée pour réaliser cette étude. Ensuite, les principales caractéristiques géologiques du segment côtier sont présentées, puis les résultats concernant les processus qui sont responsables du recul de la falaise.

Figure 6.5. Localisation du segment de falaise étudiée pour les processus d'érosion.

6.4.1 Matériel et méthode

Instrumentation

Deux caméras de surveillance, deux pyranomètres et huit tiges thermiques (ATEPS) ont été installés, au printemps et à l'été 2010. La localisation de ces instruments ainsi que leur emplacement sont illustrés aux figures 6.6 et 6.7. Les spécificités des instruments climatiques sont détaillées dans le tableau 6.1.

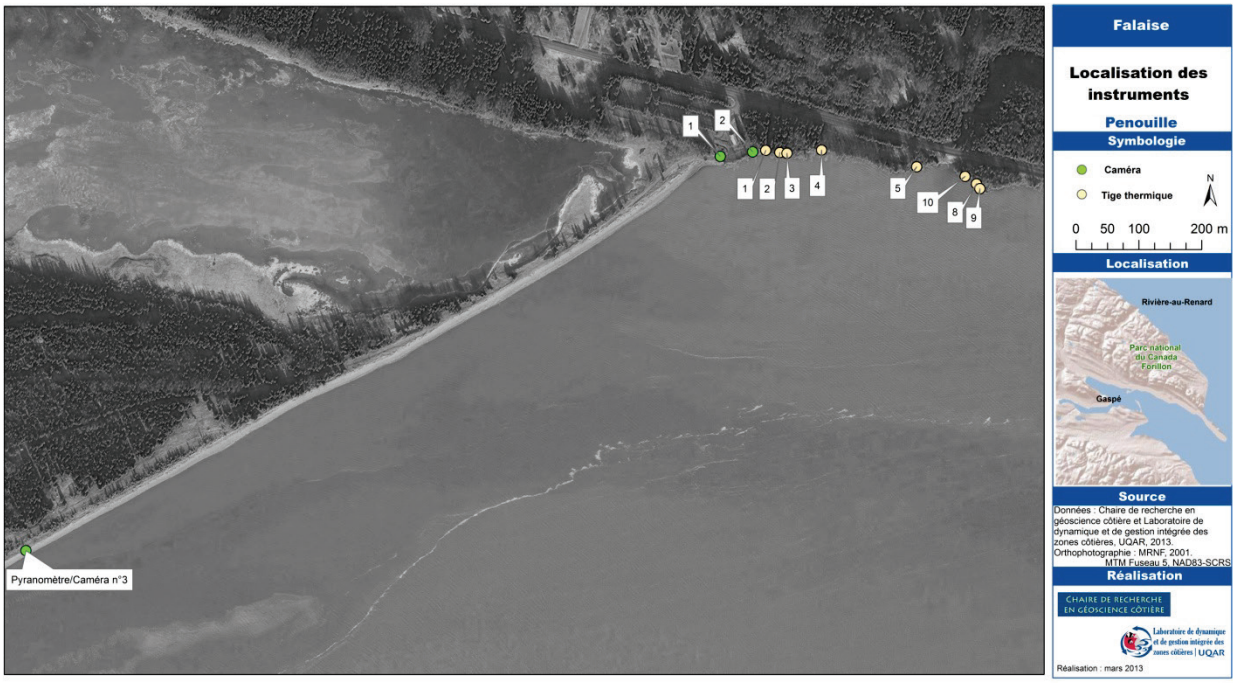


Figure 6.6. Localisation des instruments liés aux conditions climatiques.

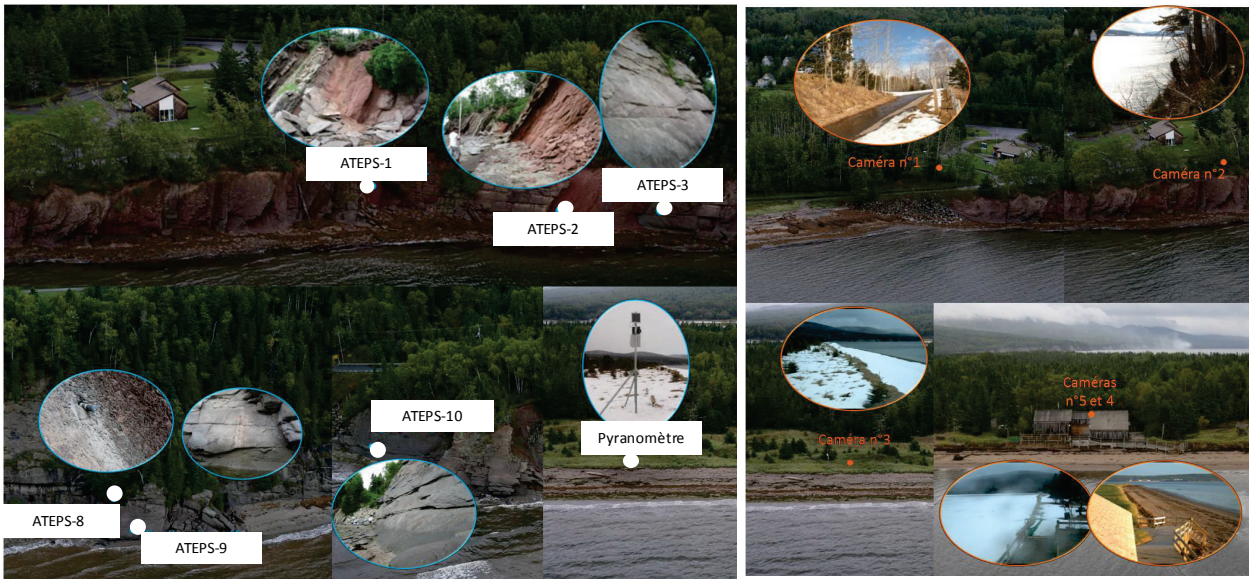


Figure 6.7. Emplacement des instruments climatiques.

Tableau 6.1. Spécifications techniques des systèmes d'acquisition de données ainsi que des instruments de mesure sur la côte.

	Température d'opération	Précision	Fréquence d'acquisition de données
Système d'acquisition de donnéesCR800-XT (Campbell Scientific)	-55 ºC à + 85 ºC	Entrée analogique ±0,06 % of FSR (0 °C à +40 °C); ±0,12% of FSR (-25 °C à +50 °C); Résolution : 0,33 µV	NIL
Senseur de température (Thermochron DS1922L-F5)	-40 ºC à + 85 ºC	±0,5 °C	30 minutes
Pyranomètre à thermopile CMP3 (bande spectrale 310 – 2800 nm)	-40 °C à +80 °C	± 5% (10 °C à + 40 °C) <± 2,5% (0 à 1000 W m^2)	Moyenne aux 5 minutes
Caméra Reconyx	-40 °C à +120 °C	Résolution de l'image : 3.1 mégapixels & 1080p HD Déclencheur : 1/10 sec.	15 minutes

Pyranomètre

L'équipement de détection du rayonnement solaire global comprend deux pyranomètres de type CMP3 sensibles dans la bande spectrale 310 à 2800 nm. Ces derniers sont installés sur la presqu'île de Penouille sur le même mat supportant la caméra de surveillance n°3 (Figure 6.6). Ces capteurs permettent de quantifier l'intensité du rayonnement solaire global et d'en définir l'importance dans l'établissement de certains processus cryogéniques de surface (gel et dégel; englacement; enneigement; fonte; etc.). Pour ce faire, un pyranomètre a été installé en mai 2010 sur un plan horizontal et, en juillet, un deuxième capteur de rayonnement a été implanté au même endroit sur un plan vertical et à un azimut semblable à celui des falaises, soit de 127º par rapport au nord magnétique. Ces deux capteurs sont reliés à un système d'acquisition de données de type CR800 de Campbell Scientific qui enregistre les données de rayonnement aux 5 minutes.

Caméras de suivi

En mars 2010 deux caméras de suivi de type Reconyx ont été installées en bordure de la côte (caméra n°2 et n°3). Ces caméras pointent vers des endroits stratégiques dans le contexte de la dynamique côtière de la falaise à l'étude. Les prises de photographies automatisées s'effectuent selon une fréquence de 15 minutes, de 5h00 am à 9h00 pm (heure normale de l'Est). Les photographies prises par les caméras peuvent être montées en format vidéo et, sous cette forme, deviennent un élément facilement consultable pouvant servir à identifier autant les conditions météorologiques (neige, vent, pluie, etc.), l'impact des vagues et des glaces sur la côte ainsi que la nature physique des surfaces de la falaise (glace, neige, fonte, ruissellement, etc.). Les données en provenance des caméras sont recueillies sur des cartes flash d'une capacité de huit gigaoctets. Les données des cartes sont récupérées sur des ordinateurs portables sur une période variant de ± 90 jours.

Tiges thermiques

Un total de huit tiges thermiques de type ATEPS ont été installées dans les falaises (Figure 6.6). Le système ATEPS (*automated thermal erosion pin system*) développé au Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières utilise des senseurs de température de type Thermochrons (Bernatchez *et al.,* 2011). Ces derniers sont insérés à l'intérieur de réceptacles permettant de les assembler en série pour être ensuite placés dans une gaine de mousse de polystyrène. La distance entre les senseurs peut être ajustée en fonction du type de matériel ou de la résolution spatiale nécessaire désirée. Une distance de 5 cm sépare les senseurs de température entre le senseur à l'air libre (5 cm) et celui situé à 20 cm de profondeur ainsi qu'une distance de 10 cm de -20 cm à une profondeur de -100 cm sous la surface. L'insertion des tiges à l'intérieur de la roche sédimentaire des falaises s'effectue à l'aide d'une perceuse à percussion montée horizontalement sur un convoyeur. La hauteur des tiges est fixée minimalement au-dessus de la ligne des plus hautes eaux.

Une fréquence d'acquisition des températures de 30 minutes est utilisée pour cette recherche. Comme les écarts entre les températures de l'air et les températures internes des matériaux sont souvent très importants, il est possible de distinguer leur signature thermale respective et d'identifier le moment du recul des falaises.

La capacité des censeurs de type Thermochron à emmagasiner des données permet une autonomie maximale de 170 jours. Cependant, dans le but de vérifier le bon fonctionnement des appareils de mesures et l'acquisition de données de mesures directes de terrain, la procédure d'acquisition s'effectue tous les ± 90 jours. L'acquisition de données s'effectue par branchement direct aux tiges thermiques à l'interface de l'ordinateur portable. Les données des tiges mises en relation avec les photographies prises par la caméra numéro 2 permettent d'identifier et de quantifier l'importance de la nature physique des surfaces sur le nombre de cycle de gel et de dégel et le régime thermique général. Aussi, ces données de température de surface et interne des falaises seront mises en étroite corrélation avec les relevés pyranométriques (rayonnement solaire) afin de quantifier l'importance du rayonnement global (direct et diffus) sur l'activation des processus cryogéniques (lié au gel).

Les tiges thermiques ont été déployées sur les deux principaux types de formations géologiques dont l'érosion est différentielle, soit des grès et des schistes (Tableau 6.2). Les systèmes ATEPS 1 (Figure 6.8), 5 et 8 sont installés à l'intérieur d'encoches d'érosion dans la formation schisteuse tandis que les systèmes ATEPS 2, 3, 4, 9 et 10 sont implantés dans les grès (Figure 6.9).

Tableau 6.2. Caractéristiques du type de la roche en association aux systèmes de suivi ATEPS.

Système ATEPS	*Dureté de la roche (R moyen)*	*Type de roche*	*Pendage*	*Orientation de la paroi*
1	nd*	Schiste argileux altéré rouge, feuilleté	58	146
2	16	Grès à grain fin-moyen rouge, très feuilleté	55	218
3	28	Grès à grain grossier à graveleux en dalles massives	58	218
4	23	Grès à grain fin à moyen, très feuilleté	54	224
5	nd*	Schiste argileux, altéré		146
8	nd*	Schiste argileux, altéré	58	280
9	27	Grès à grain grossier à graveleux en dalles massives	27	222
10	nd*	Grès à grain fin à moyen, très feuilleté	58	240

*Aucun rebond n'a été enregistré lors du test de dureté de la roche (roche trop tendre)

Figure 6.8. Photographie d'une encoche d'érosion dans les schistes instrumentés par le système ATEPS-1 (LDGIZC, 2013).

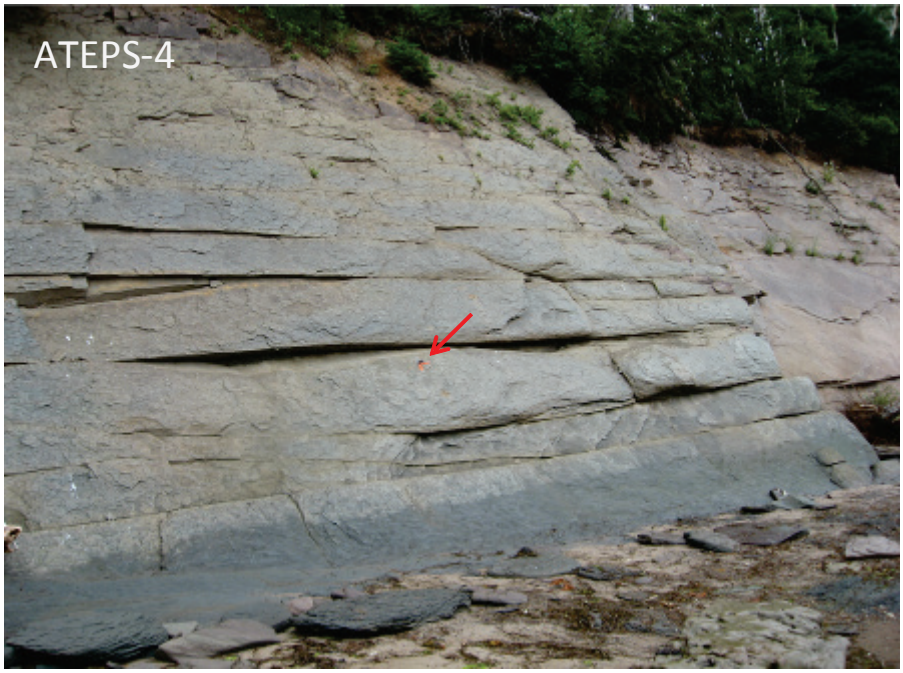


Figure 6.9. Photographie du système ATEPS-4 dans les grès (LDGIZ, 2013).

Paramètres climatiques

Les données climatiques régionales horaires, journalières et mensuelles qui ont servi à établir les conditions climatiques locales de température de l'air, de précipitations (neige, pluie, total) et autres paramètres du temps, proviennent de l'aéroport de Gaspé dont la gestion et la distribution des données sont supervisées par Environnement Canada. La station de Gaspé est située aux coordonnées latitude (48° 46' 37" N) et de longitude (64° 28' 41' 'O) pour une altitude de 34,1 m à une distance d'environ 10 km de la zone d'étude.

Les cycles de gel-dégel comptabilisés à partir des systèmes ATEPS sont comptabilisés sur une base de 30 minutes lorsque la température maximum est égale ou supérieure à 1,2 °C et que la température minimum est égale ou inférieure à -2,2 °C (Fraser, 1959). Les seuils de température de Fraser ont été choisis, car ils représentent des seuils minimum et maximum importants qui peuvent avoir un impact certain sur les surfaces géologiques altérées ou érodées par les variations de la température de l'air ambiant. Dans le cas des calculs des cycles de gel et de dégel comparatif réalisés à partir des données de la station météorologique de Gaspé, ces cycles sont calculés à partir des variations horaires de la température ainsi qu'à partir des données journalières des températures minimums et maximums.

Les jours de redoux hivernaux sont comptabilisés de façon consécutive pour les mois de décembre, janvier, février. Ils sont discriminés sur une base de données de la température horaire. Un jour de redoux s'inscrit lorsque la température horaire est égale ou supérieure à 0 °C et ce pendant une durée minimale d'au moins 4 heures sur une plage de 24 heures (de 00h00 à 23h00). De plus, les heures durant lesquelles sont enregistrées des températures supérieures ou égales à 0 °C peuvent être ou non consécutives. Cela signifie qu'elles peuvent être dispersées aléatoirement sur la plage de temps de 24 heures.

Des erreurs de recensement des cycles de gel et de dégel et de redoux peuvent subvenir lors des changements de plage de 24 heures (ex. dans le cas des cycles de gel-dégel: température horaire minimum atteinte à 23h00 est de -2,2 °C et température de 1,2 °C enregistrée à 00h00). Dans ce cas précis, le cycle de gel et de dégel ou le jour de redoux n'est pas recensé.

6.4.2 Caractérisation géologique de la falaise

Le segment côtier à l'étude a été caractérisé de façon détaillée en juillet 2011. Des tests de dureté de la roche (R) ont été réalisés sur 35 sites de mesure à l'aide d'un marteau de Schmidt (Tableau 6.3 et Figure 6.10). Pour chaque site, 75 points de mesure étaient effectués. Le réseau de fissures et de diaclases a aussi été caractérisé et des mesures de pendages et d'orientation de la falaise ont été effectuées.

La falaise peut être classée selon la nature de la roche en deux principaux groupes, les grès et les schistes (Tableau 6.3 et Figure 6.10). Le grès peut être divisé en trois principales classes selon la taille des grains. Les grès ou mudstone à grains fins à moyens de couleur gris-vert ou rouge sont très feuilletés. Il se détache en feuillet de 0,5 mm. Ils sont parfois très altérés. La dureté moyenne est de 18. On retrouve aussi des grès formés de sable grossier. Ils se présentent en dalles massives. Leur dureté moyenne est la plus élevée avec une valeur de 29. La présence de grains de quartz fait augmenter la dureté de la roche. Les grès à grains grossiers avec des graviers épars présentent aussi une dureté relativement élevée avec une valeur moyenne de 26. Toutefois, lorsque leur structure est feuilletée, la dureté est légèrement plus faible. Les schistes argileux sont de couleur rouge et sont feuilletés. Ils sont très altérés et leur dureté est très faible avec une valeur moyenne de 12. La falaise de grès montre un degré de fissuration de faible à modéré alors qu'il est de modéré à élevé pour les schistes.

Tableau 6.3. Caractérisation de la nature de la roche.

Type de roche (longueur du segment en m)	*Structure et altération*	*R moyen*	*R min*	*R max*
Grès à grain grossier-graveleux (187)	Massif à feuilleté	26	16	33
Grès à grain grossier (88)	Massif	29	27	31
Grès à grain fin-moyen (175)	Très feuilleté	18	11	28
Schiste argileux (25)	Altéré	12	12	13

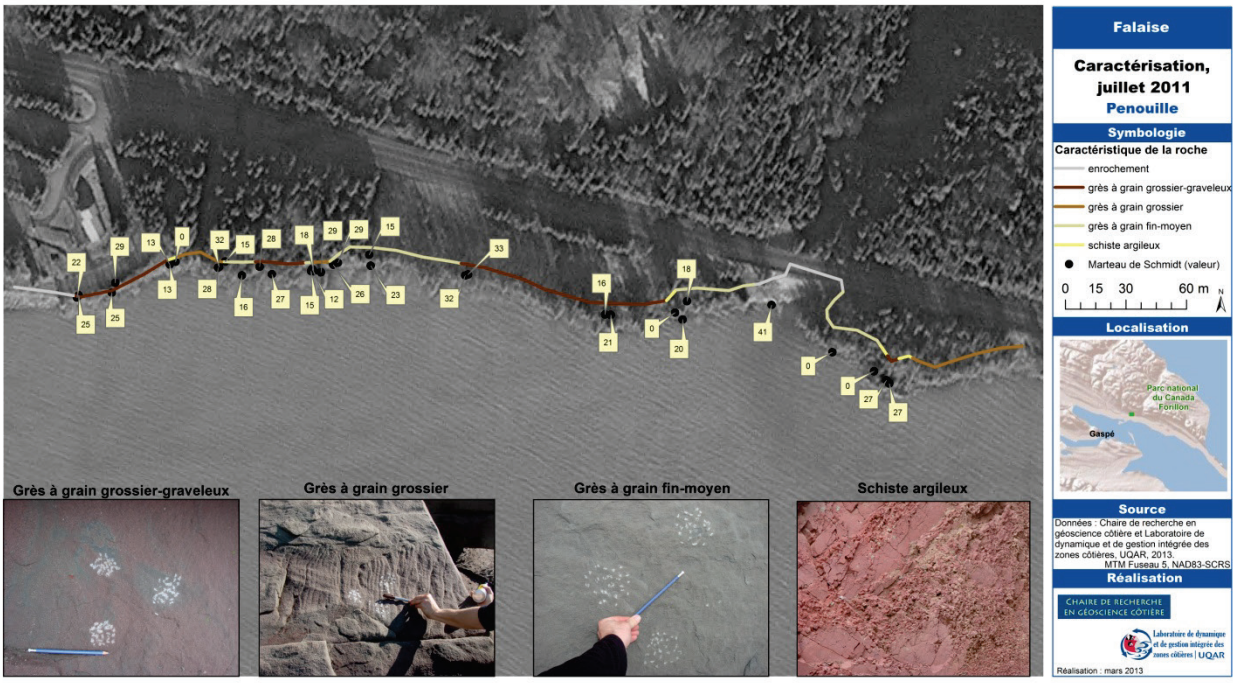


Figure 6.10. Caractérisation des falaises de Penouille réalisée en juillet 2011.

6.4.3 Quantification des processus d'érosion à partir des observations et des instruments de mesure

Résumé climatique régional de la période instrumentale 2010-2012

Tout d'abord, il convient de présenter les conditions météorologiques des deux années de suivi par rapport aux normales climatiques. La normale 1971-2000 de la température moyenne annuelle à la station de Gaspé est de +2,9 °C. Comparativement, les températures moyennes annuelles de 2010 et 2011 furent beaucoup plus élevées soit respectivement +5,6 °C et +3,8 °C. L'année 2010 est en fait l'une des plus douces enregistrées à la station de Gaspé dont les annales remontent à 1968 (CRIACC, 2012). Le mois de décembre 2010 fut aussi le plus doux enregistré depuis l'année 1968, affichant une température moyenne de +6,5 °C au-dessus des normales mensuelles (-7,6 °C) de 1971-2000 (CRIACC, 2012) (Figure 6.11). Les températures de janvier 2011 se situant aussi au-dessus de la normale font que la température moyenne pour l'hiver 2010-2011 fut de -6,8 °C (normale -10,1 °C). Ce dernier fut donc le deuxième hiver le plus doux

enregistré depuis 1968 avec une normale de température de +3,3 °C au-dessus de la normale saisonnière. La figure 6.11 montre que ce sont surtout les mois hivernaux de décembre et de janvier qui présentent des températures légèrement au-dessus des normales mensuelles. Les températures moyennes estivales, automnales et printanières ne présentent pas autant d'écart avec les normales mensuelles.

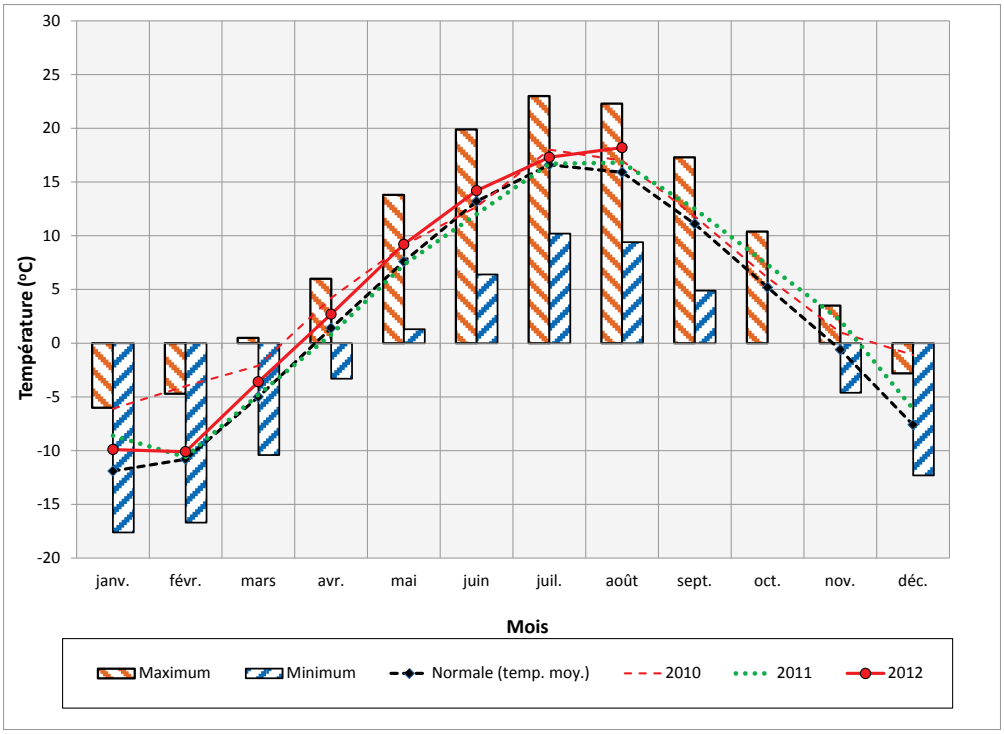


Figure 6.11. Normales mensuelles des températures maximums, minimums et moyennes (1971-2000) et température moyenne mensuelle enregistrée à la station de Gaspé A de 2010 à 2012.

L'année 2010 fut aussi marquante de par la somme de certains totaux de précipitations mensuelles qui ont dépassé les records historiques. Les mois de septembre et de décembre furent très pluvieux et ont dépassé largement la normale mensuelle (Figure 6.12). En décembre, par exemple, la station de Gaspé A. a enregistré une précipitation totale de 446,2 mm comparativement à la normale mensuelle de 112,8 mm. De ce total, 360,4 mm ont été reçus sous forme de pluie (normale : 37,2 mm pour le même mois) dont un total de 113,0 mm a été enregistré le 13 et 14 décembre.

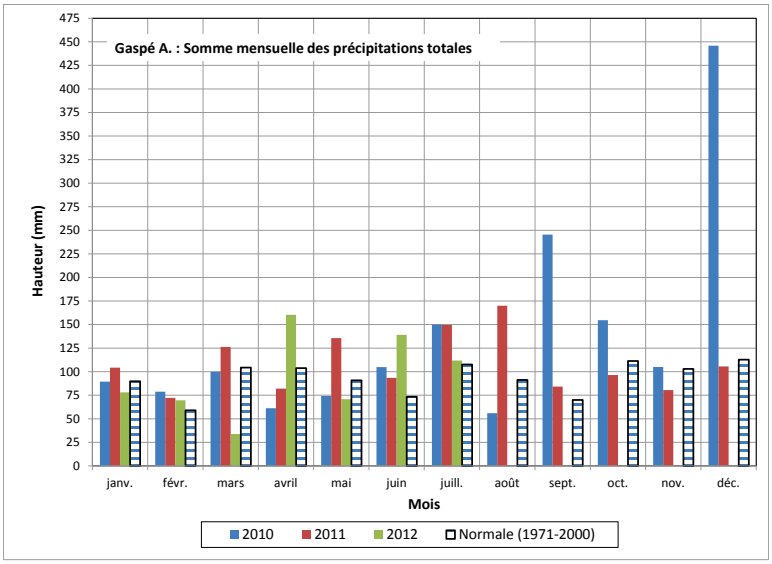


Figure 6.12. Normales mensuelles (1971-2000) et sommes mensuelles des précipitations totales enregistrée à la station de Gaspé A de 2010 à 2012.

Quant aux précipitations neigeuses, ce sont plutôt les mois de janvier à mars 2011 qui se démarquent en affichant des résultats au-dessus des normales. Deux systèmes dépressionnaires en début et à la troisième décade de janvier ont occasionné des précipitations neigeuses de plus de 63 cm, provoquant une accumulation des précipitations neigeuses de 130,8 cm (normale de janvier : 76,8 cm).

Reculs mesurés au niveau des tiges thermiques

Le tableau 6.4 affiche les résultats obtenus à partir des mesures de recul de la falaise recueillies sur le terrain de juillet 2011 à juillet 2012. C'est-à-dire que l'observateur sur place a mesuré directement le recul ou l'avancement de la surface aux endroits mêmes où se situent les systèmes ATEPS. Les mesures sur le terrain indiquent que les reculs sont plus fréquents dans les schistes, mais ils sont de plus faible ampleur que dans les grès. Les systèmes ATEPS 5 et 8 ont enregistré durant la même période un recul progressif global de -14 cm et de -15 cm. Ce recul relativement continu des encoches d'érosion au cours du temps rend difficile à coupler à un ou des indicateurs climatiques spécifiques. Au contraire, on remarque que dans les grès le recul est épisodique et plus important. Le mode de recul est donc différent pour les deux types de formation géologique.

Tableau 6.4. Suivi de l'érosion à partir de notes de terrain des sites instrumentés par les systèmes ATEPS à la falaise de Penouille de juillet 2010 à avril 2012.

Type de roche	Nom de la tige	Position de la paroi (surface de la paroi correspond à 0 cm)	Mouvement de la paroi	Bilan	Observations
Schistes (Encoche d'érosion)	ATEPS-1	+9 cm (22 mars 2011) +9 cm (19 avril 2011) +9 cm (8 juill. 2011) +7 cm (2 oct. 2011) +10 cm (26 janv. 2012) +7 cm (22 avril 2012)	Accumulation Stable Stable Recul Accumulation Recul	Accumulation (+7 cm)	Accumulation par éboulis
	ATEPS-5	+5 cm (22 mars 2011) +1 cm (19 avril 2011) -5 cm (8 juill. 2011) -9 cm (2 oct. 2011) -12 cm (26 janv. 2012) -14 cm (22 avril 2012)	Accumulation Recul Recul Recul Recul Recul	Recul (-14 cm)	Accumulation par éboulis et érosion progressive
	ATEPS-8	(sous neige) 22 mars 2011 -2 cm 19 avril 2011 -6 cm 8 juil. 2011 -10 cm 2 oct. 2011 -15 cm 22 avril 2012	Nd Recul Recul Recul Recul	Recul (-15 cm)	Érosion progressive
Grès (Parois rocheuses)	ATEPS-2	-53 cm 21 mars 2011 -76 cm 28 mars 2011	Recul Recul	Recul (-76 cm)	Chute d'un bloc (6 déc. 2010)
	ATEPS-3	ND	ND	ND	Détruite par une chute d'une dalle rocheuse en provenance du haut de la falaise
	ATEPS-4	ND	ND	ND	Perdu le 30 sept. 2010
	ATEPS-9	0 cm pour toutes les mesures effectuées entre mars 2011 et avril 2012	Stable	Stable	
	ATEPS-10	0 cm pour toutes les mesures effectuées entre mars 2011 et avril 2012	Stable	Stable	

6.5 *Processus actifs*

Les principaux processus d'érosion observés pour la falaise à l'étude sont les processus hydrodynamiques, les processus gravitationnels, les processus cryogéniques, l'haloclastie et les effets de la végétation ainsi que l'action des glaces littorales.

6.5.1 Processus hydrodynamiques

Les vagues jouent un rôle important dans les processus hydrodynamiques. Le sapement quotidien des vagues armées de sédiments, à marée haute, à la base de la falaise de Penouille occasionne l'abrasion au pied de la paroi rocheuse. Le sapement basal peut former une encoche d'abrasion dans des grès relativement massifs (Figure 6.13). De plus, d'après les observations réalisées sur le terrain entre les mois de juillet 2010 et juillet 2011, il est possible d'associer des décrochements massifs à des événements de tempête. L'impact des vagues sur la paroi (martèlement de l'eau, « coup de boutoir », compression/succion de l'air) peut en effet élargir les diaclases, voire entraîner le délogement de blocs (Trenhaile, 1987; Hall *et al*., 2008).

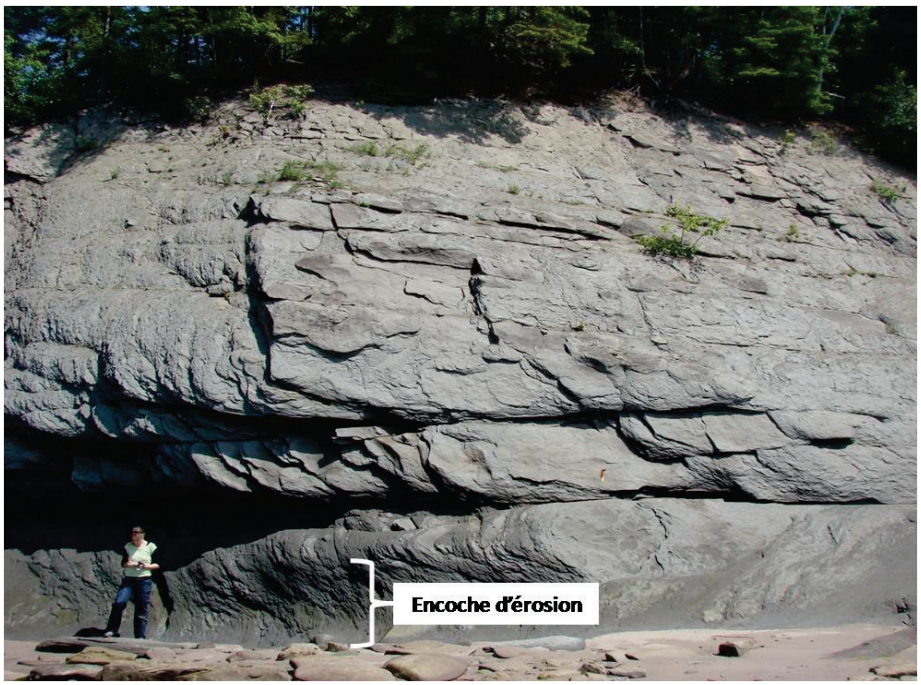


Figure 6.13. Encoche d'érosion formée dans les grès par l'abrasion.

Le niveau d'eau atteignant la paroi rocheuse est variable selon le rythme des marées, mais également selon des événements météorologiques exceptionnels (Figure 6.14). Quotidiennement, la marée atteint quelques secteurs à la base de la falaise rocheuse. Lors des grandes marées par temps calme, le niveau d'eau atteint le pied de la falaise. C'est lors de tempêtes qui surviennent à marée haute que le niveau de l'eau atteint est le plus élevé. À ce moment, les vagues déferlent immédiatement devant la falaise rocheuse sans décélération et percutent la paroi rocheuse. Les chocs successifs des vagues sur la paroi déstabilisent certains pans rocheux occasionnant des délogements de blocs. La forte énergie des vagues percutant la paroi rocheuse peut occasionner également un agrandissement des fissures. Si la paroi est fissurée, la compression de l'air piégé au niveau des ouvertures engendre une pression (coup de piston) qui déstabilise les matériaux, en particulier lorsqu'ils sont maintenus faiblement (nombreux réseaux de fractures ou faiblement consolidés). Au moment du retrait de la vague, la succion qui s'exerce dans le plan contribue au nettoyage des matériaux engendrant un agrandissement de la fissure. Les blocs sont alors délogés et emportés par la vague. Lors de la tempête du 6 décembre 2010, de nombreux décrochements de blocs de la paroi rocheuse de la falaise de Penouille sont survenus dont deux qui ont été observés (Figure 6.15).

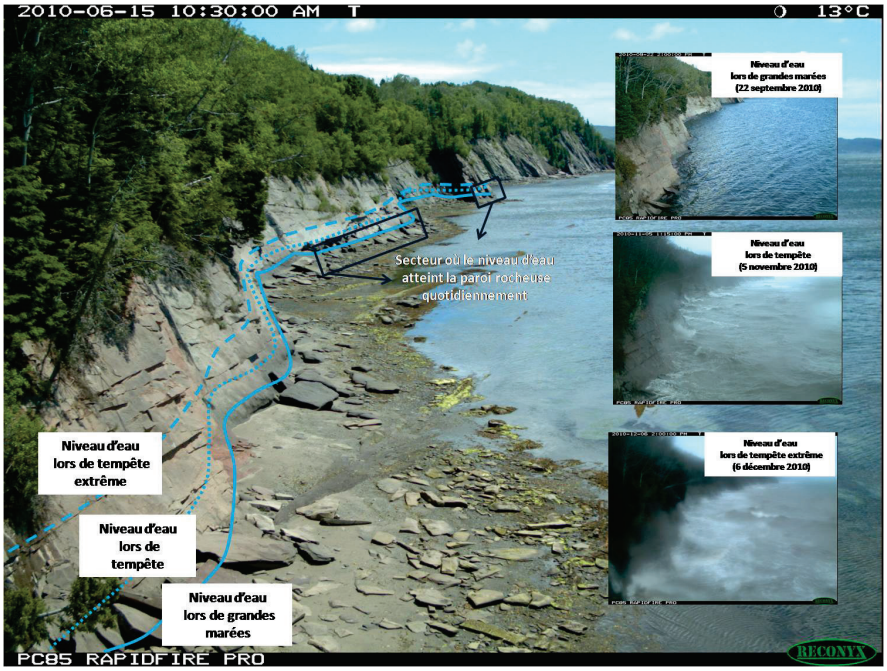


Figure 6.14. Variation du niveau d'eau atteint sur la paroi rocheuse de la falaise de Penouille.

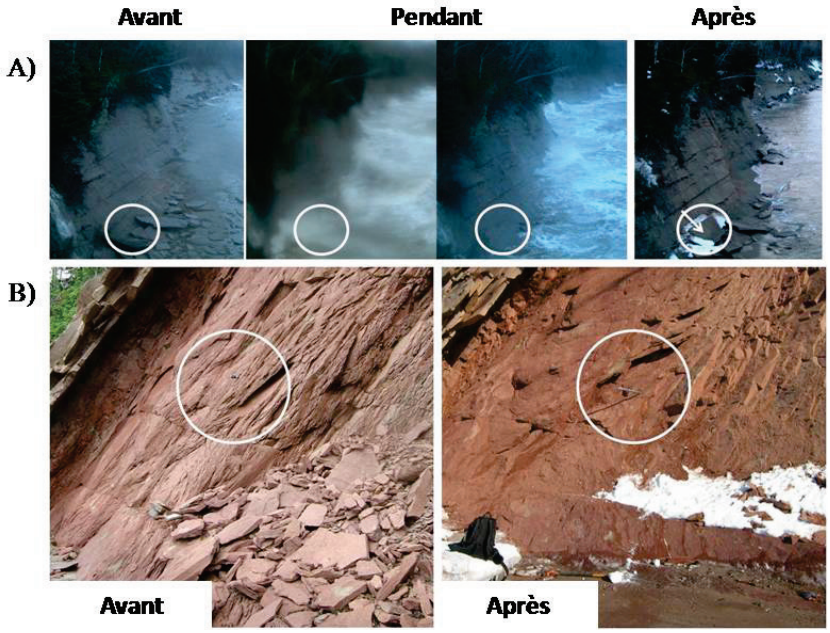


Figure 6.15. Décrochements survenus suite aux événements de la tempête du 6 décembre 2010. Décrochement observé dans des grès par la caméra de suivi (A) et dans des schistes par l'analyse des données des tiges thermiques (B).

En effet, la tempête du 6 décembre 2010 coïncide avec l'effondrement d'un bloc de grès dont la chute a été enregistrée par le système ATEPS-2. Sur la figure 6.16, on peut observer le régime thermique à la station de Gaspé A. et de quatre senseurs de température situés à l'extérieur, à l'air libre, à -30 cm, -60 cm et -100 cm à l'intérieur de la falaise au début de l'expérimentation. Les variations des températures antérieures au 6 décembre affichent un profil de température stable jusqu'au décrochement du bloc de grès vers midi où les températures des capteurs de 30 cm et de 60 cm se placent en phase avec le régime de la température extérieure.

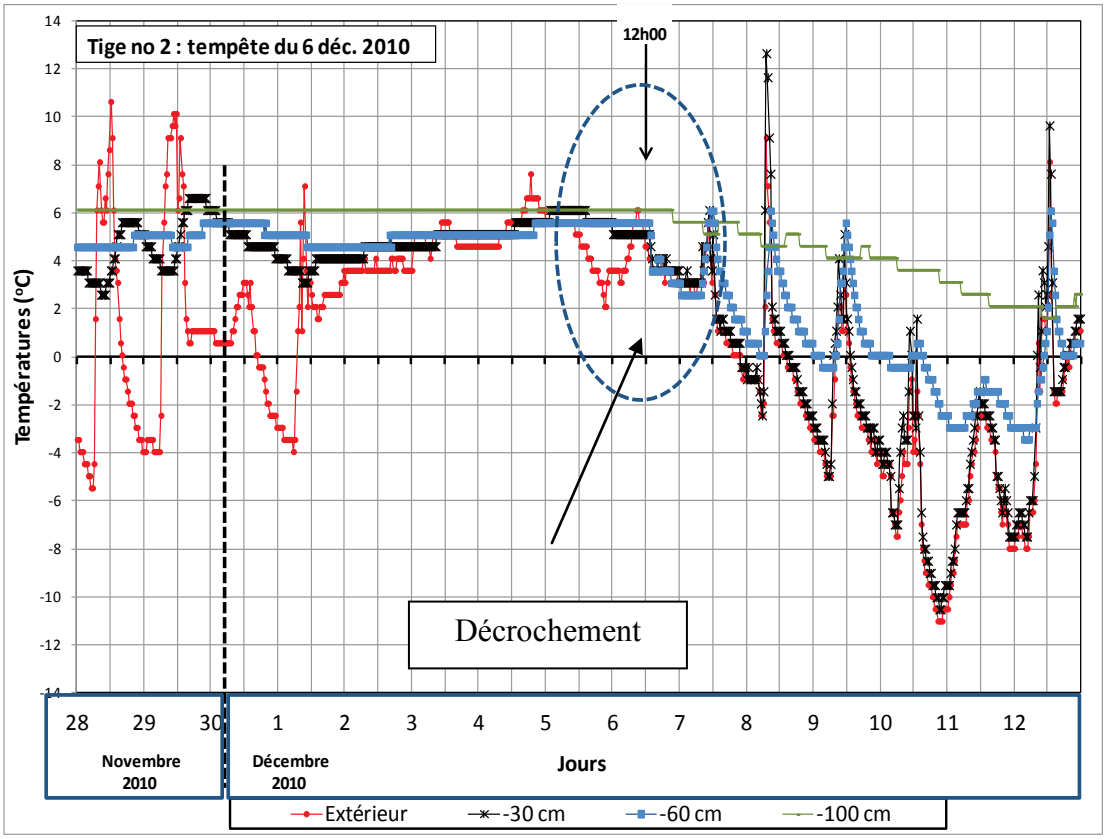


Figure 6.16. Décrochement d'une paroi de grès lors de la tempête du 6 décembre 2010.

6.5.2 Processus gravitaires

Les processus gravitaires (glissement, éboulement, effondrement) sont directement influencés par le contexte lithologique et structural des formations géologiques. Le pendage de la falaise de Penouille, orienté vers la mer, favorise des glissements en plan. D'autres facteurs liés notamment à la structure, tels que le réseau de fissuration et la nature des stratifications, influencent les décrochements de la paroi rocheuse (Figure 6.17). Daigneault (2001) mentionne que les mouvements gravitaires peuvent également être associés à des épisodes de pluies abondantes et au gel-dégel. Sur les versants rocheux côtiers du nord de la Gaspésie, les mouvements de terrain se déclencheraient principalement par la gélifraction, les processus nivéo-éoliens et les pluies abondantes (Hétu *et al.,* 1994; Hétu et Gray, 2002). Dans la présente étude, nous avons observé des décrochements de la paroi rocheuse à des moments de l'année où les processus de gel/dégel étaient non actifs (Figure 6.18). Dans ce cas-ci un épisode de pluies abondantes, agissant vraisemblablement tel un lubrifiant ou un niveau d'eau élevé engendrant de fortes vagues percutant la paroi rocheuse, aurait pu contribuer au décrochement. Le

décrochement peut aussi se produire par le simple appel au vide parfois suite à la fragilisation répétée du matériel par l'action hydrodynamique des vagues, notamment lorsque le bloc est mis en porte à faux, au-dessus d'une encoche d'érosion par exemple (Trenhaile, 1987). Dans la falaise de grès de Penouille, les processus gravitaires concernent généralement des volumes importants. Les blocs qui sont souvent de forme aplanie et en dalles en raison de la structure de la roche s'accumulent au pied de la falaise. Cette accumulation joue un rôle protecteur, particulièrement face au sapement des vagues. Toutefois, cette situation est bien souvent temporaire (Figure 6.19). Dans les parties schisteuses, les débris sont de plus petites tailles et les processus s'apparentent plus à l'éboulisation. L'ensemble de ces sédiments est ensuite redistribué par la dérive littorale.

Figure 6.17. Effondrement suivant le réseau de fissuration et de stratification.

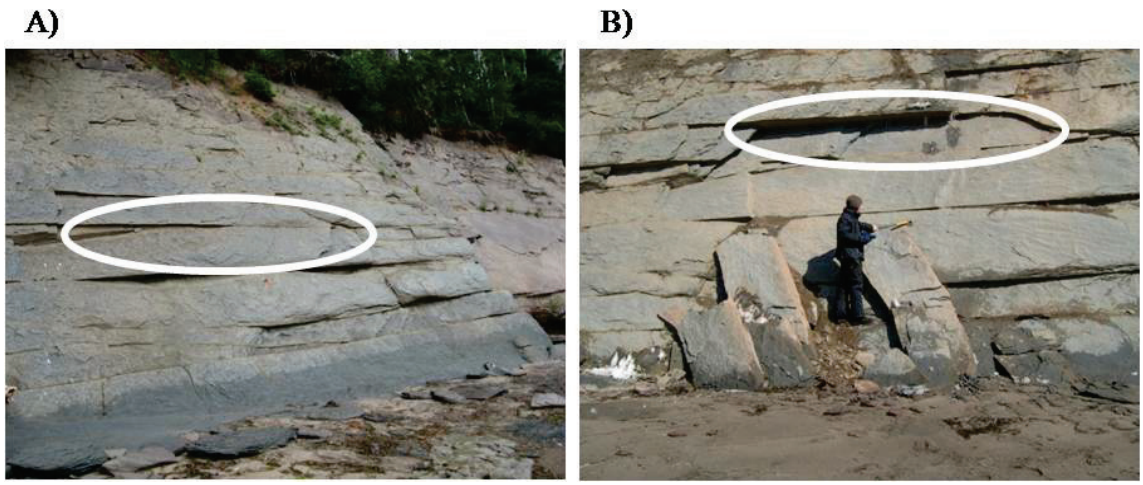


Figure 6.18. Décrochement en dalle à l'endroit de la tige thermique (ATEPS-4). Avant le décrochement, juillet 2010 (A) et après le décrochement, mars 2011 (B).

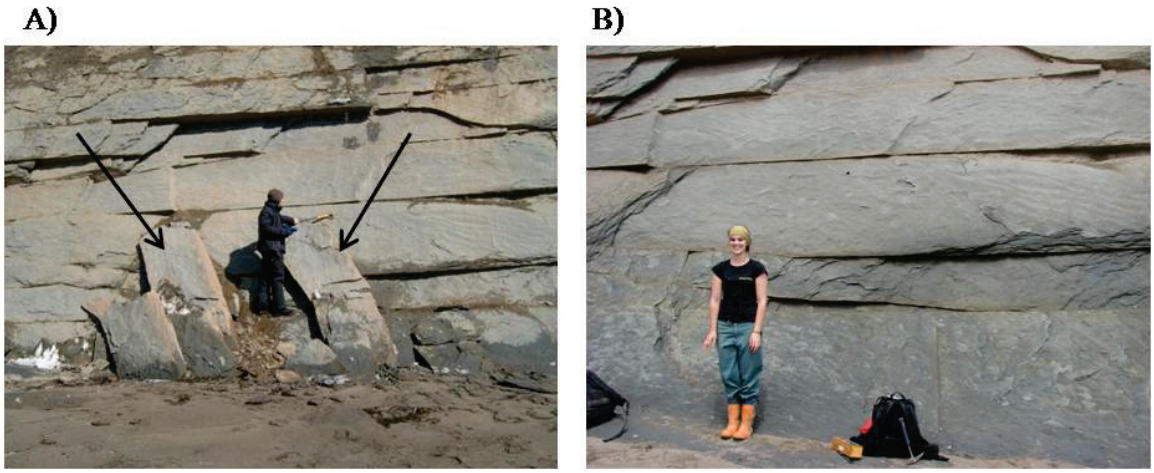


Figure 6.19. Protection temporaire du pied de la falaise face aux vagues. Présence de dalles au pied de la falaise à la suite d'un effondrement en mars 2011 (A) et absence de blocs au pied de la falaise en juillet 2011 (B).

Le niveau d'altération élevé des schistes argileux retrouvés dans les encoches d'érosion les rend très friables, de sorte que normalement on pourrait s'attendre à ce qu'ils réagissent assez fortement aux évènements de précipitations liquides. Or, le phénomène n'a pu être relevé par les systèmes de suivi. En guise d'exemple, de fortes pluies se sont abattues sur la région de Gaspé du 13 au 15 décembre 2010 sans que les systèmes automatisés ATEPS-5 et 8 enregistrent un recul significatif des parois rocheuses. Les températures relevées à différentes profondeurs affichent un

profil isothermique lorsque les pluies s'intensifient le 13 décembre et conservent ce profil thermique pratiquement jusqu'à la fin des précipitations (Figure 6.20 et Figure 6.21). La mise en place d'une masse d'air froid à partir du 17 décembre redistribue les températures internes en affichant des gradients de température comparable à ceux précédant l'évènement de pluies diluviennes. Dans aucun cas les données du régime thermique des encoches d'érosion n'ont permis de confirmer un recul significatif des encoches à la suite des évènements de précipitations de pluie intense. Toutefois, il est possible que l'avancée mesurée au niveau du système ATEPS-1 soit associée à la croissance du talus d'éboulis résultant de l'érosion de la partie sommitale de la falaise suite aux précipitations de décembre 2010.

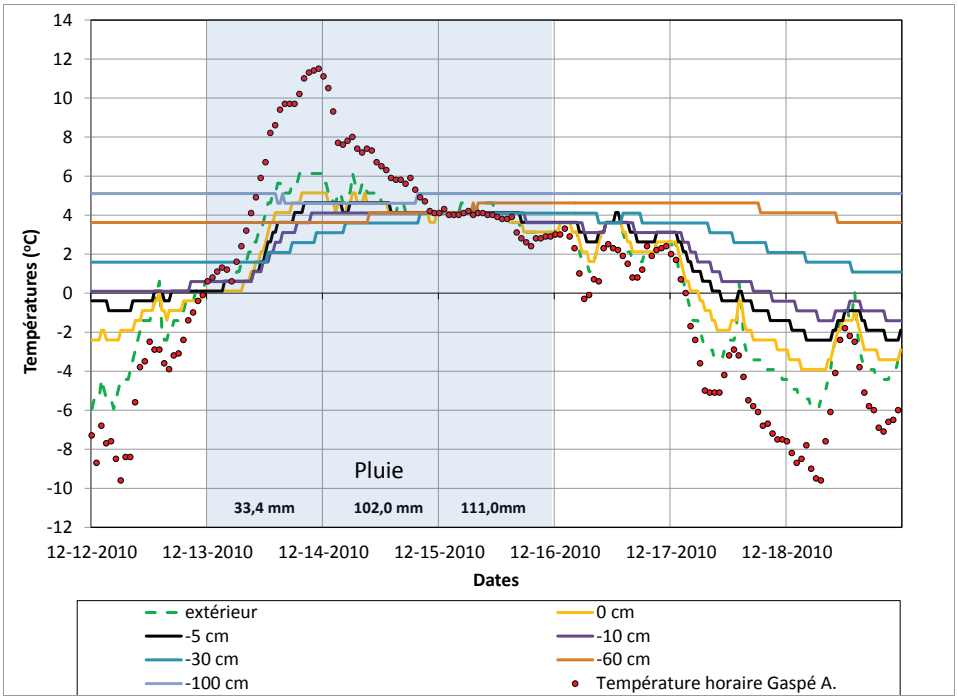


Figure 6.20. Régime thermique d'une encoche d'érosion relevé à partir du système ATEPS-8 avant, pendant et après un événement de précipitation de pluie diluvienne du 13 au 16 décembre 2010.

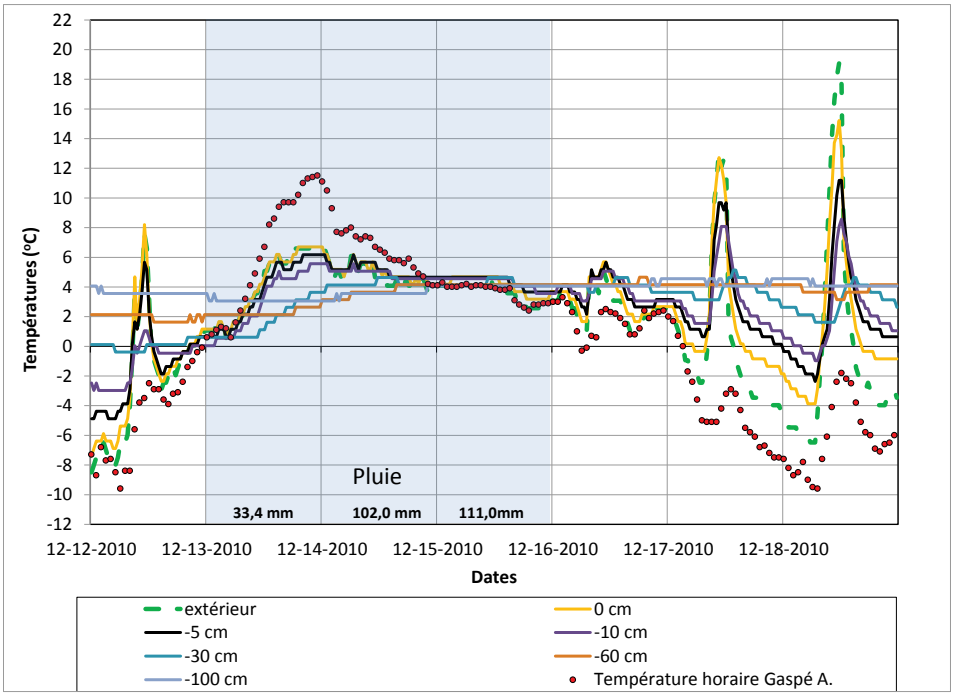


Figure 6.21. Régime thermique d'une encoche d'érosion relevé à partir du système ATEPS-5 avant, pendant et après un événement de précipitation de pluie diluvienne du 13 au 16 décembre 2010.

6.5.3 Processus cryogéniques

Les processus cryogéniques englobent l'ensemble des processus liés au gel-dégel. En environnement tempéré froid, la plupart des matériaux réagissent selon différents modes à l'action du gel et dégel en fonction notamment de la quantité d'eau disponible, de l'intensité du gel et des caractéristiques des matériaux (Daigneault, 2001). Le gel-dégel est particulièrement efficace dans les falaises et plates-formes rocheuses de grès, de conglomérat, de calcaire et de schiste (Bernatchez et Dubois, 2004). Le gel-dégel agit sur la macrostructure de la roche lors du gel des eaux d'infiltration dans les failles et les diaclases provoquant la disjonction de pans rocheux, mais aussi au niveau des microstructures en engendrant une fragmentation ou une désintégration de la roche sous forme d'éclats, d'aiguilles et d'agrégats fins (Daigneault, 2001). Lors de la visite sur le terrain effectuée en mars 2011, des fragments de roches ont été observés à la base de la falaise sur une accumulation neigeuse indiquant que les effondrements se sont produits en hiver. L'action de glaçons exploitant le plan de fissuration de la roche et provoquant la disjonction de pans rocheux a aussi été observée (Figure 6.22).

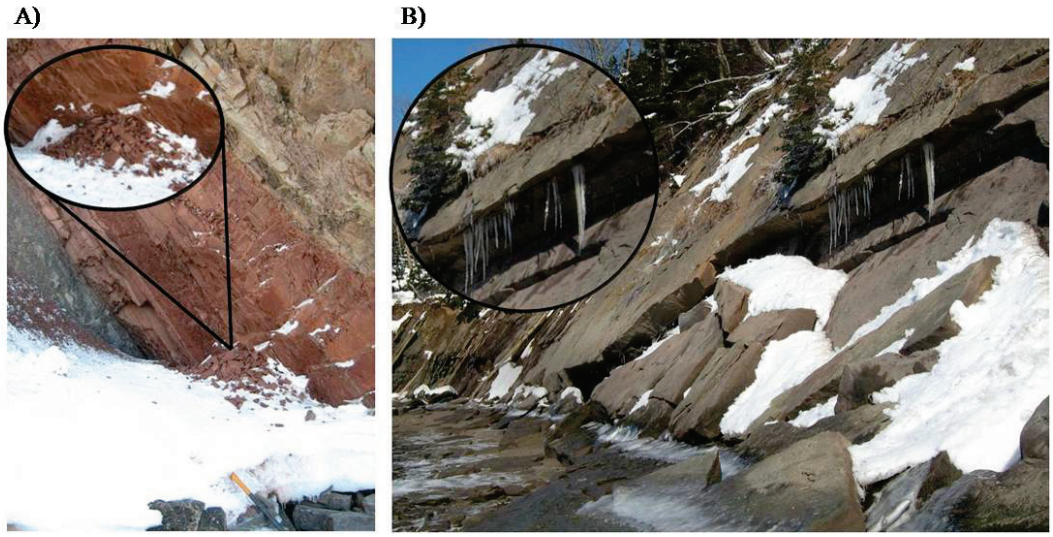


Figure 6.22. Processus cryogéniques observés dans la falaise de Penouille en mars 2011. Fragmentation de la roche (A) et disjonction de la roche (B).

Le rayonnement solaire direct sur les falaises exposées vers le sud en hiver est un facteur important dans l'augmentation des cycles gel-dégel et dans le recul des falaises (Bernatchez *et al.,* 2011). Le rehaussement des températures de surface causé par le rayonnement solaire a été mesuré pour les surfaces de grès dont l'orientation générale sud-sud-est les expose au rayonnement direct en période froide. La figure 6.23 montre des variations importantes de la température de surface de la paroi ATEPS-3, de l'ordre de 20 ºC au-dessus de la température de l'air, causées par l'intensité du rayonnement direct. Durant les jours nuageux et lorsque les températures de l'air sont supérieures à 0 ºC, les températures de surface tendent à s'apparenter au régime de température de l'air. Par contre, la nuit et durant les épisodes de froid, les températures de la paroi ne s'abaissent que peu sous le seuil de congélation car la chaleur interne des grès apporte l'énergie nécessaire au maintien des températures de surface près du 0 ºC et cela même si les températures de l'air sont près de -10 ºC.

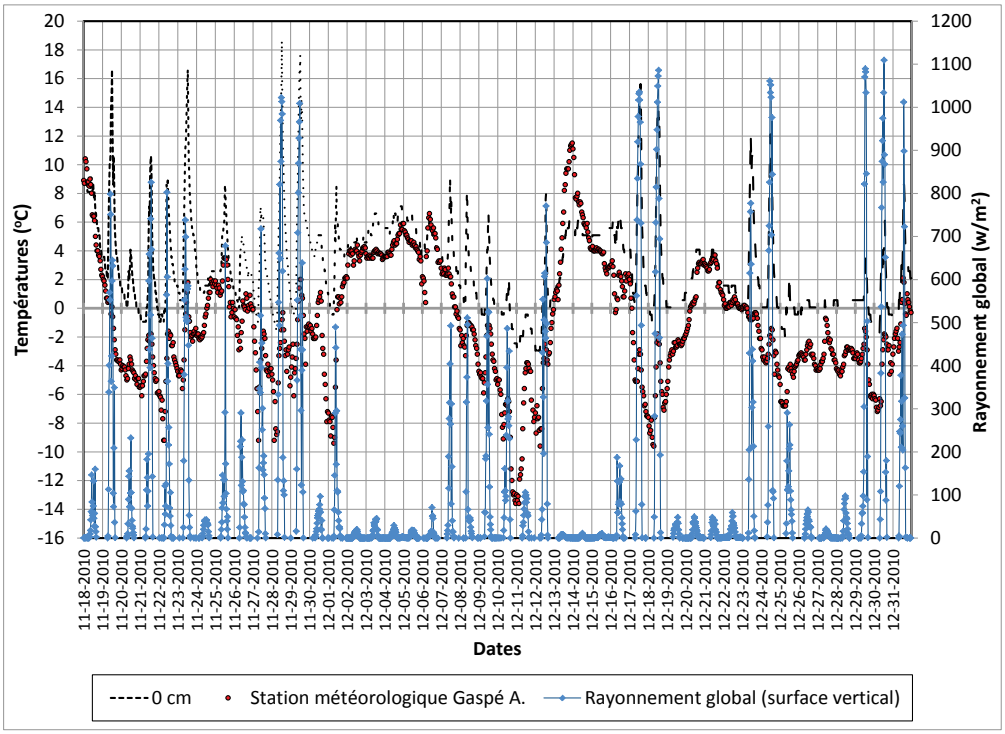


Figure 6.23. Élévation des températures de surface d'une dalle de grès instrumentée par le système ATEPS-3 en relation avec l'intensité du rayonnement global reçu sur une surface verticale du 18 novembre au 31 décembre 2010.

À la lumière des résultats obtenus, il devient évident que d'importantes variations thermiques de surface peuvent être générées par l'intensité solaire et cela, même durant la période froide. Ces résultats donnent aussi à croire que le rehaussement de la température de surface de la falaise durant la période diurne et son retour à la normale durant la période nocturne, souvent à des températures négatives durant les mois froids, tendent forcément à induire une augmentation des cycles de gel et de dégel des surfaces exposées. Normalement, le maximum de cycles de gel et de dégel se retrouve surtout à l'intérieur des saisons de transition durant lesquelles le passage des températures nocturnes sous le seuil de -2,2 °C et leur rehaussement diurne au-dessus de +1,2 °C est relativement fréquent (Figure 6.24).

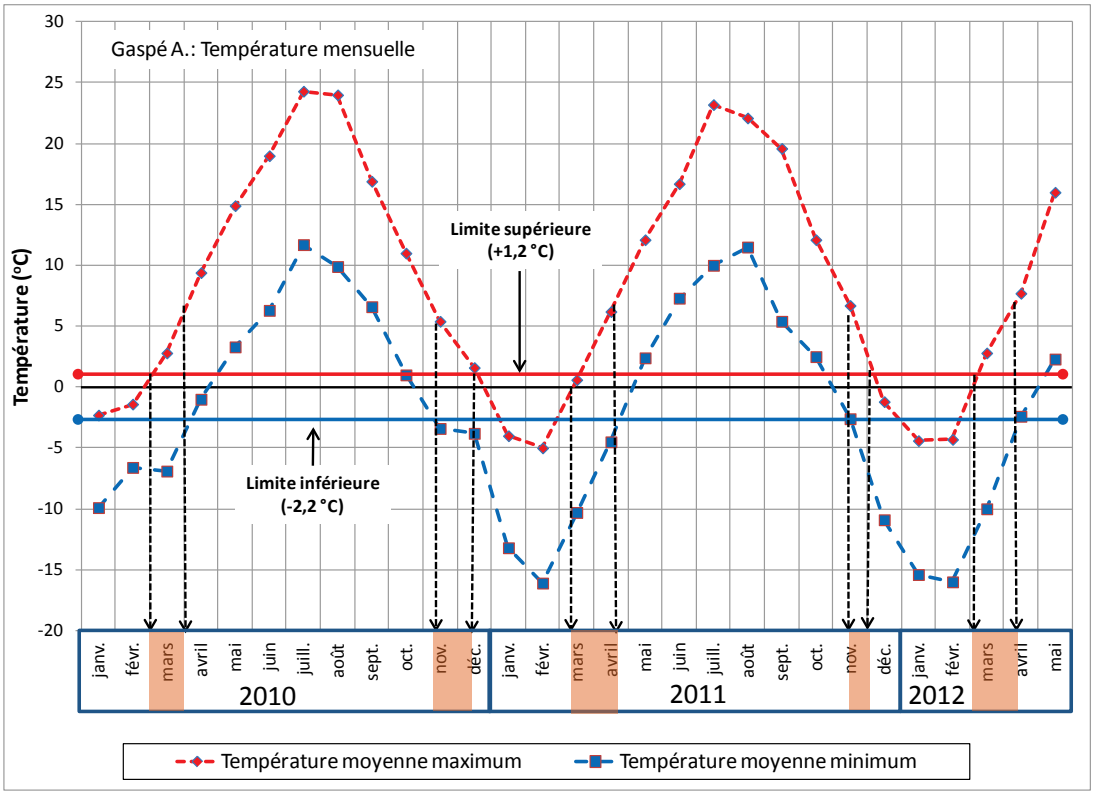


Figure 6.24. Identification des zones saisonnières de cycles de gel et de dégel à partir des données relevées des températures mensuelles de la station de Gaspé A de 2010 à 2012.

Le tableau 6.5 affiche le nombre de jours durant lesquels est enregistré un cycle de gel et de dégel pour les schistes argileux et les grès comparativement à ceux comptabilisés à partir de la température de l'air à la station météorologique de Gaspé. Durant la période froide 2010-2011, les résultats montrent que les grès subissent un nombre de cycles de gel et de dégel largement supérieur à celui dans les schistes qui sont localisés dans des encoches d'érosion. Bien qu'à première vue le nombre de cycles de gel et de dégel des grès soit comparable à celui enregistré à la station de Gaspé, la période à laquelle débutent et se terminent les cycles affiche une différence notable. À station de Gaspé, les cycles enregistrés débutent vers la mi-octobre tandis que pour les schistes et les grès, les premiers cycles ne se manifestent que vers le 20 novembre. Une différence similaire est aussi enregistrée en ce qui a trait à la date de fin d'enregistrement des cycles au printemps de 2011 (falaise : mi-avril *vs* 29 mai à la station).

La figure 6.25 illustre bien la distribution mensuelle des jours contenant un cycle de gel et dégel. Les cycles comptabilisés à partir des données horaires de la station de Gaspé affichent un

maximum durant les mois de novembre (12 cycles) et avril (12 cycles) avec un minimum durant le mois froid de février (1 cycle). Au contraire, la falaise de grès instrumentée par les systèmes ATEPS-9 et 10 affichent une augmentation du nombre de cycles au fur et à mesure que s'installe la saison froide. Le maximum est alors atteint dans le mois le plus froid avec un total de 15 cycles enregistrés par les deux systèmes d'enregistrement.

Tableau 6.5. Suivi des paramètres climatiques à la station météorologique de Gaspé et aux systèmes ATEPS.

		Station de Gaspé données horaires	Station de Gaspé données journalières	Encoches d'érosion schisteuse			Dalle de grès		
				No. 1 **137 °** **S-E**	**No. 5** **137 °** **S-E**	**No. 8** **263 °** **S-O**	**No. 3** **201 °** **S-S-O**	**No. 9** **197 °** **S-S-O**	**No. 10** **199 °** **S-S-O**
Nombre de jours avec un cycle de gel et dégel de surface (≤ -2,2; ≥ +1,2)	2010-2011	45	58	0 (enterré)	14	8	30 (incomplet) (fin le 20 mars 2011)	52	47
	2011-2012	59	72	12	44 (-10 cm) 5 (-20 cm)	12 (-10 cm) 0 (-20 cm)	NIL	58	51
Date de début et de fin des cycles de gel et dégel	2010-2011	14 oct. 22 mai	14 oct. 22 mai	NIL	22 nov. 16 avril	21 nov. 16 avril	10 déc. 20 mars	22 nov. 16 avril	28 nov. 16 avril
	2011-2012	12 oct. 29 mai	12 oct. 29 mai	21 déc. 28 avril	5 nov. 29 avril	18 nov. 29 avril	NIL	22 nov. 1 avril	22 nov. 1 avril
Première neige (≥ 5 cm) **Durée neige au sol (≥ 5 cm)**	2010-2011		23 nov. 22 déc. 24 avril						
Neige au sol maximum			95 cm 5 mars						
Première neige (≥ 5 cm) **Durée neige au sol (≥ 5 cm)**	2010-2011		7 déc. 23 nov- 4 avril						
Neige au sol maximum			92 cm 8 mars						

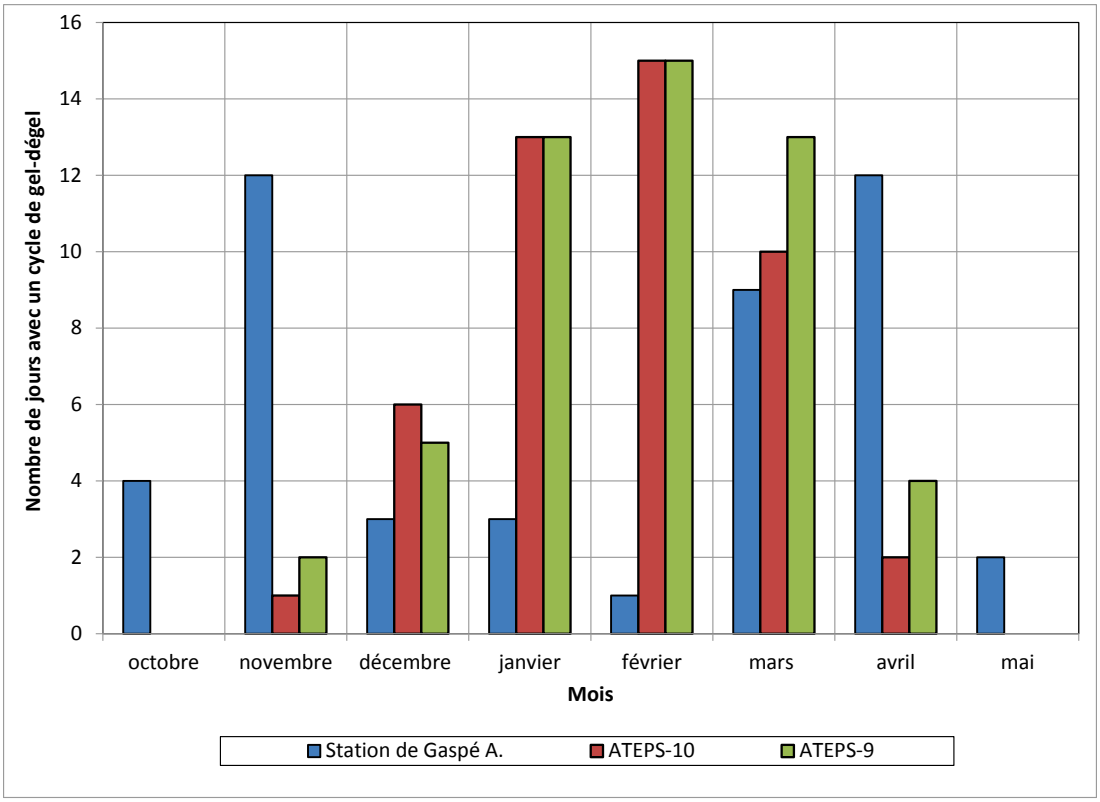


Figure 6.25. Distribution mensuelle des cycles de gel et de dégel relevés par les systèmes ATEPS-9 et 10 comparativement à ceux enregistrés à la station de Gaspé A de 2010 à 2012.

Plusieurs facteurs environnementaux doivent être pris en considération dans la compréhension des résultats différentiels entre les grès et les schistes. D'une part, l'orientation sud des grès, comparativement à l'orientation sud-est et sud-ouest des schistes localisés dans des encoches, maximise l'absorption du rayonnement solaire direct et rehausse parfois les températures de surface au-dessus du seuil limite de +1,2 °C, ce qui occasionne la comptabilisation d'un cycle. D'autre part, l'accumulation de neige ainsi que sa persistance dans le temps à l'intérieur des encoches d'érosion (schistes) diminuent en nombre les variations thermiques de surface. Les dates limites printanières 2012 d'enregistrement des cycles de gel et dégel sont plus difficilement identifiables dans les encoches d'érosion. Les parois instrumentées par les systèmes ATEPS-5 et 8 ayant reculé de -15 cm (le 22 avril 2012, tableau 6.4), et se situant entre les senseurs de température -10 cm et -20 cm, tendent à supposer un cumulatif plus réaliste de cycles de gel et dégel se situant près de 20 cycles (ATEPS-5) et de 5 cycles (ATEPS-8). L'accumulation de neige sa persistance sur la paroi ATEPS-8 ainsi que la situation ombragée de

cette encoche durant la période froide pourraient en grande partie expliquer le nombre très faible de cycles enregistrés durant cette période.

Le tableau 6.6 illustre la profondeur maximum de l'onde de gel des systèmes ATEPS. L'analyse montre que la profondeur d'onde de gel maximum atteinte a été plus importante pour l'hiver 2011-2012 que pour l'hiver 2010-2011. De plus, les systèmes installés dans le grès montrent une profondeur de l'onde de gel plus importante que ceux localisés dans les encoches d'érosion schisteuse (Tableau 6.6). Le cumulatif des degrés-jours de gel montre que l'hiver 2011-2012 fut plus froid que l'hiver précédent et la comptabilisation des redoux hivernaux le confirme.

Tableau 6.6. Suivi des températures des systèmes ATEPS.

		Encoches d'érosion schisteuse			**Dalles de grès**		
		ATEPS- 1	**ATEPS- 5**	**ATEPS- 8**	**ATEPS- 3**	**ATEPS- 9**	**ATEPS- 10**
Orientation de la paroi		**(S-E)**	**(S-O)**	**(S-E)**	**Sud**	**Sud**	**Sud**
Profondeur maximum de l'onde de gel (< -0,5 °C)	2010-2011	-60 cm 15 févr. 2011	-20 cm 12 déc. 2010	-60 cm 19 févr. 2011	-80 cm 16 févr. 2011	Plus de -100 cm 13 févr. 2011	-70 cm 16 févr. 2011
	2011-2012	-95 cm 15 févr. 2012	-86 cm 15 févr. 2012	-85 cm 22 févr. 2012	**NIL**	Plus de -100 cm 11 févr. 2012	-60 cm 15 févr. 2011

Le phénomène de redoux hivernal est un paramètre climatique important pour la compréhension de l'érosion des falaises car il provoque parfois la fonte partielle ou totale du couvert nival et la réactivation du gel des surfaces rocheuses. Lorsqu'il est accompagné de précipitations liquides, il peut entraîner les sédiments non consolidés par le ruissellement de surface et accélérer l'érosion.

En fait, l'hiver 2010-2011 compte neuf jours de redoux de plus que celui de 2011-2012 et cumule un nombre de degrés-heures de redoux (1191,8 D-h de redoux) nettement supérieur que l'hiver suivant (477,6 D-h de redoux) (Tableau 6.7). Parmi ces heures de redoux cumulées, la majorité se recense au début de la saison froide, plus précisément dans les premières semaines de décembre alors que le couvert nival n'est pas encore installé.

Tableau 6.7. Nombre de jours de redoux et cumulatif des degrés-heures de redoux relevés à la station climatique de Gaspé A. au cours des saisons froides 2010-2011 et 2011-2012.

	Station Gaspé A.				
	Nombre de jours de redoux (4 heures = ou > 0 °C) (données journalières)				**Température maximum**
	Déc.	**Janv.**	**Févr.**	**Somme**	
Hiver 2010-2011	17	6	2	25	11,5
Hiver 2011-2012	9	5	2	16	7,3
	Somme des degrés-heures de redoux > 0 °C (données horaires)				
	Déc.	**Janv.**	**Févr.**	**Somme**	
Hiver 2010-2011	1096,4	69,0	26,4	1191,8	
Hiver 2011-2012	359,9	93,8	23,9	477,6	

Les encoches d'érosion composées de schistes friables et les grès massifs n'ont pas la même exposition aux éléments climatiques. Cette exposition différentielle est due premièrement à leur orientation par rapport au soleil. Les surfaces exposées au sud subissent une élévation des températures qui accentue les cycles de gel et dégel et provoque la fonte de la neige et de la glace accolées sur les parois. Au contraire, la position à l'abri du vent des encoches d'érosion schisteuse peut contribuer à garder les surfaces couvertes de glace et de neige plus longtemps et, de ce fait, limiter le nombre de cycles de gel-dégel. De plus, les parois moins pentues des encoches d'érosion par rapport aux dalles de grès permettent à différents débris, à la glace et la neige, de s'accumuler contre l'abrut côtier protégeant ainsi la surface des variations rapides des températures extérieures et limitant la pénétration de l'onde de gel et les cycles de gel et de dégel en profondeur (Figure 6.26).

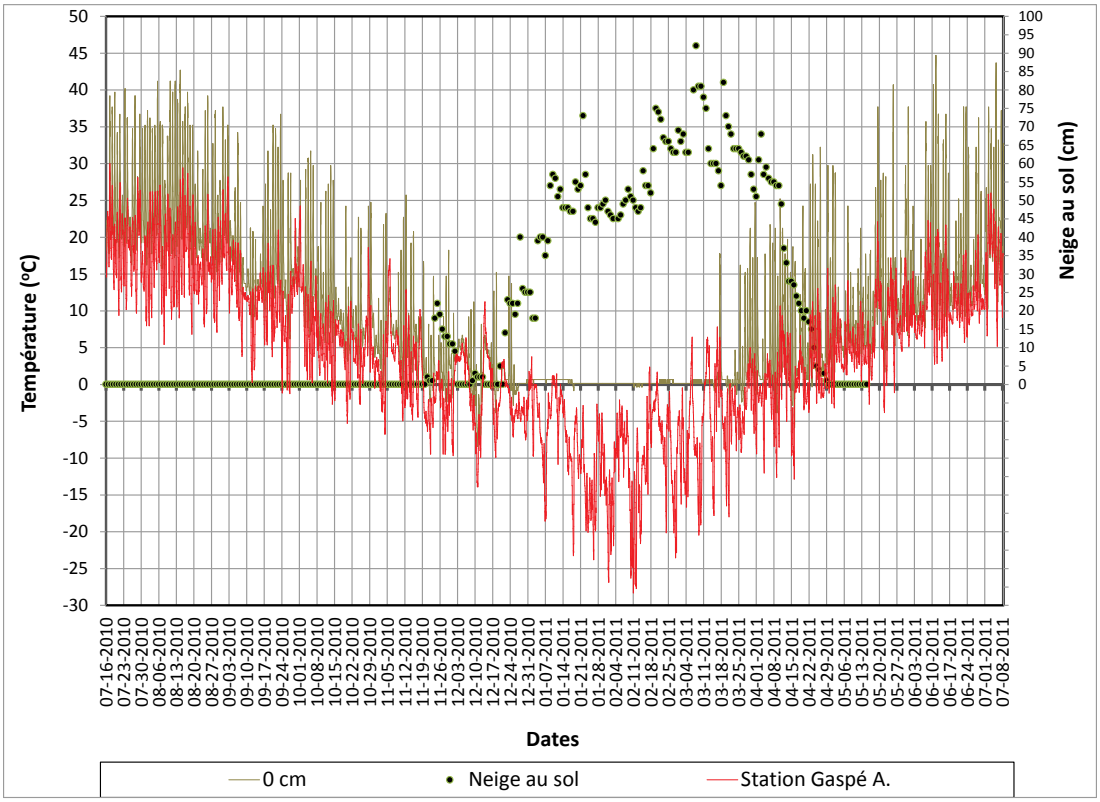


Figure 6.26. Régime thermique de surface d'une encoche d'érosion enregistrée par le système ATEPS-1 et les niveaux de neige au sol enregistré à la station de Gaspé durant l'année 2010-2011.

6.5.4 Autres processus de météorisation et de fragmentation de la roche

La désagrégation et la fragmentation de la roche ne sont pas exclusives aux cycles de gel-dégel. Parmi les processus de météorisation observés dans la falaise de Penouille, il y a celui lié à la présence de sels sur la paroi rocheuse : l'haloclastie. Le sel transporté via les vagues et les embruns attaque la partie basale et superficielle de la falaise. La cristallisation du sel fait pression sur la paroi rocheuse. Une répétition de ce cycle entraîne une altération physique de la roche. Dans la falaise de Penouille, certaines formes de ce type d'altération ont été observées (Figure 6.27).

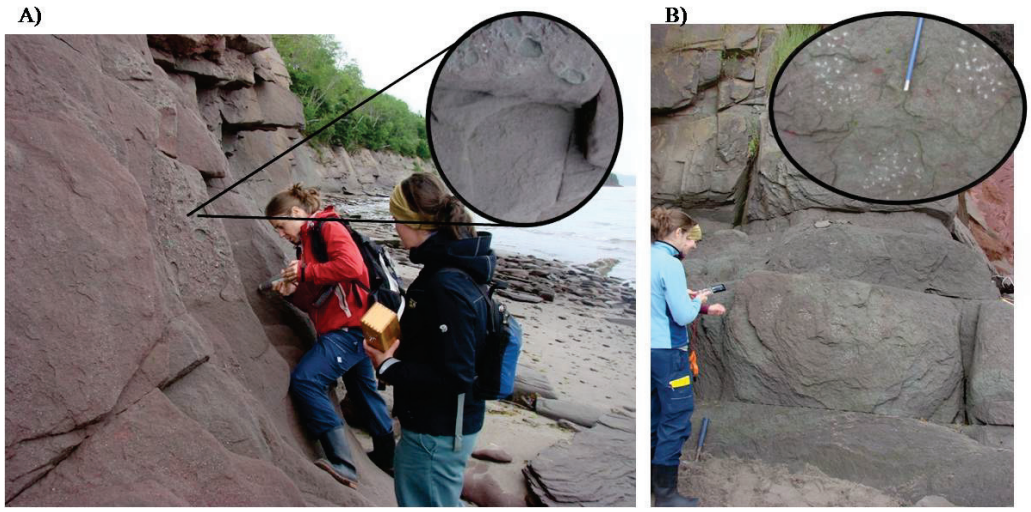


Figure 6.27. Processus de météorisation lié à l'haloclastie dans des grès; petites alvéoles (A) et desquamation en lamelles et en écailles superficielles (B).

Enfin, la présence de végétation observée sur la falaise peut aussi favoriser l'érosion (Figure 6.28). Elle s'établit essentiellement dans le réseau de diaclases et de fissures contribuant ainsi à augmenter l'ouverture des fissures lors de la croissance des racines tout en favorisant l'altération biochimique. Dans la partie sommitale, l'altération de la roche par la végétation entraine des chutes de matériel.

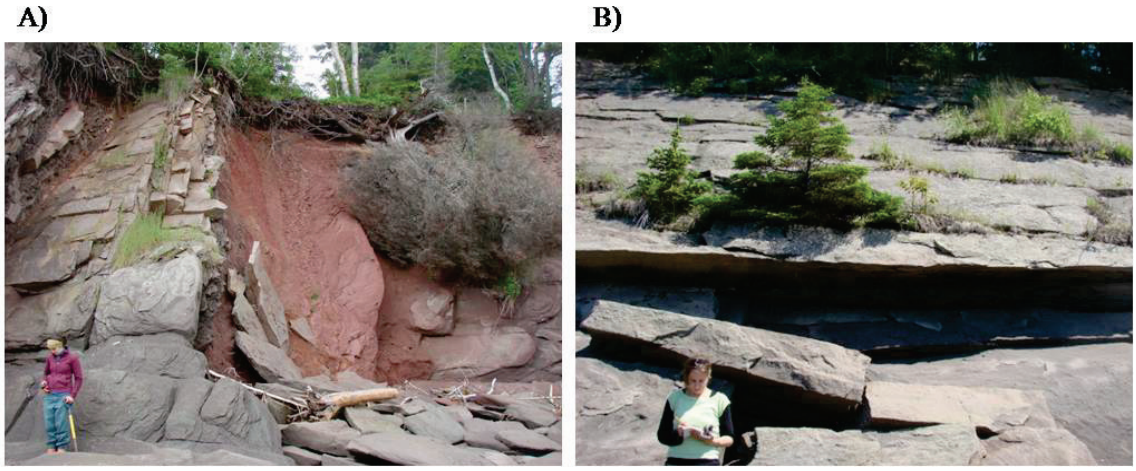


Figure 6.28. Processus de météorisation liés à la végétation; altération de la roche dans la partie sommitale de la falaise (A) et présence de végétation exploitant le réseau de diaclase (B).

Ces processus de météorisation, d'haloclastie, d'altération physico-chimique et biologique, mais aussi l'alternance d'humectation/dessiccation, peuvent par ailleurs, par leur action préférentielle dans les jointures de la roche, favoriser le détachement de blocs par l'action hydraulique des vagues (Duperret *et al.,* 2002).

6.5.5 Effets des glaces littorales

L'action des glaces littorales dans l'érosion des côtes rocheuses est peu connue dans le Québec maritime. Les études ont été effectuées principalement sur les côtes meubles localisées sur la rive sud de l'estuaire du fleuve Saint-Laurent. Sur les côtes meubles, elles contribuent autant à la sédimentation qu'à l'érosion (Bernatchez et Dubois, 2004). C'est durant la période hivernale que le pied de glace joue un rôle de protection de la falaise en atténuant l'énergie des vagues. À l'opposé, c'est lors de son démantèlement que son pouvoir d'érosion est le plus efficace. Il a été observé que les glaces peuvent déplacer des blocs présents sur le littoral et déloger des blocs au pied de la falaise, comme cela a été démontré par ailleurs sur des blocs erratiques (Dionnne, 1972; Neumeier, 2011).

Comme la caméra orientée vers la falaise a été défectueuse de janvier à mars 2011 et que son implantation a été effectuée en mars 2010, aucune image n'a été récoltée lors de la formation du pied de glace. Il est donc difficile de préciser le rôle exact du pied de glace sur la falaise de Penouille. Toutefois, à partir des images récoltées à compter du 17 mars 2011 et des observations réalisées sur le terrain en mars 2011, il est possible d'évaluer le rôle des glaces mobiles sur la falaise de Penouille. Lors des relevés sur le terrain réalisés le 17 mars, des lambeaux de pied de glace ont été observés, notamment localisés dans les échancrures de la falaise (Figure 6.29). Nous pouvons donc estimer que durant la période hivernale, un pied de glace est présent sur l'ensemble de la falaise, mais que sa largeur est assez réduite.

Figure 6.29. Lambeau de pied de glace localisé dans une échancrure de la falaise de Penouille, 25 mars 2011.

La présence de ce pied de glace contribuerait à protéger la base de la falaise du sapement des vagues. Toutefois lors de son démantèlement elle pourrait avoir une action abrasive et mobiliser les blocs qui protégeaient la falaise. Dans la présente étude, l'analyse des images récoltées à partir de la caméra orientée vers la falaise montre que lors du déglacement de la baie de Gaspé, les glaces s'accumulent le long de la falaise de Penouille (Figure 6.30). Selon la force et la direction des vents et la marée, les glaces littorales peuvent déplacer les blocs sur l'estran et avoir une action abrasive sur les falaises schisteuses ainsi que sur la plate-forme d'érosion. L'abrasion peut même être accentuée par la présence de sédiments grossiers dans la glace.

Figure 6.30. L'action des glaces littorales sur la falaise de Penouille lors du déglacement de la baie, 3 avril 2011.

6.6 *Constats généraux*

L'analyse de la dynamique côtière de la falaise de Penouille permet d'avancer certains constats :

- L'analyse de l'évolution historique du trait de côte montre que l'impact des structures perpendiculaires à la côte telles que les quais joue un rôle important dans le transit sédimentaire;
- Les apports sédimentaires provenant du recul de la falaise sont suffisants pour maintenir l'équilibre hydrosédimentaire de la presqu'île de Penouille;
- La falaise de Penouille est affectée par une grande diversité de processus d'érosion tels que des processus liés aux conditions hydrodynamiques, mais également à ceux liés à la gravité et à la météorisation;
- Le sapement quotidien par les vagues ne serait pas l'agent principal expliquant l'érosion de la falaise de Penouille. L'attaque des vagues lors de niveaux d'eau élevés, notamment lors des tempêtes, sur la paroi rocheuse fortement ou modérément fissurée, les cycles de gel et de dégel et l'appel au vide de pans rocheux seraient les principaux agents responsables de l'érosion des falaises;
- Les processus de gel et de dégel de surface affaiblissent la structure rocheuse en prolongeant les fissures tant en longueur qu'en profondeur;
- Le recul des formations schisteuses est progressif et constant alors que celui dans les grès se produit de manière brusque par la chute de dalles par glissement, effondrement ou simple décrochement;
- Dans la falaise de grès, les mécanismes liés au gel et dégel agissent davantage sur la macrostructure de la roche engendrant parfois des disjonctions (congélation d'eau dans les fractures de la roche) qui peut mener au dérochement de grandes dalles massives et qui entraine un recul de la falaise important et soudain;
- Dans la falaise schisteuse, les mécanismes liés au gel et dégel agissent davantage sur la microstructure de la roche l'exposant à la gélifraction. Les cycles gel-dégel agissent en surface alimentant un talus d'éboulis. Cette accumulation de matériaux tout comme la présence d'une couverture nivale plus fréquente et plus longue dans les encoches d'érosion peuvent limiter les processus cryogéniques;
- La pénétration de l'onde de gel et le nombre de cycles de gel-dégel sont plus élevés dans la falaise de grès que dans les encoches d'érosion schisteuses;
- La pénétration de l'onde de gel plus élevée enregistrée à l'hiver 2011-2012 comparativement à l'hiver 2010-2011 correspond à l'hiver le plus froid;

- Dans une perspective de changements climatiques, l'élévation des températures maximales automnales et printanières, et plus encore pour les températures hivernales, aura un impact certain sur le nombre de cycles de gel et dégel des surfaces et, plus sûrement, sur la recrudescence des évènements de redoux hivernaux. La réduction de la couverture de glace va exposer la falaise à un plus grand nombre de tempêtes et pourrait aussi augmenter la mobilité de la glace et son action sur la base de la falaise;
- Les différents processus découlant du réchauffement climatique devraient contribuer à augmenter le taux de recul de la falaise de Penouille.

6.7 *Références*

Allard, M. et Tremblay, G., 1979. Étude géomorphologique : Parc national Forillon, Québec. Laboratoire de géomorphologie, Département de géographie de l'Université Laval, Québec, 449 p.

Argus Groupe-Conseil inc, 1992. Carte de dépôts de surface (document de travail). Service des inventaires forestiers, ministère des Forêts, Gouvernement du Québec.

Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S. et Morissette, A., 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.

Bernatchez, P. et Dubois, J.-M., 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime Laurentien. Géographie physique et Quaternaire, 58, pp. 45-71

Bernatchez, P., Jolivet, Y. et Corriveau, M., 2011. Development of an automated method for continuous detection and quantification of cliff erosion events. Earth Surface Processes and Landforms, 36(3), pp. 347-362

Bost, M., 2008. Altération par le gel des massifs rocheux : Étude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures. Doctorat de l'École Nationale des Ponts et chaussées, 281 p.

CRIACC, 2012. Bilans climatologiques fermés. [En ligne] Adresse URL : http://www.climat-quebec.qc.ca/ (consulté en mai 2012)

Daigneault, M., 2001. Processus d'altération/érosion à l'interface océan/continent/atmosphère : aspects quantitatifs et semi-quantitatifs. Thèse Ph. D., Université Jean Monnet, 319 p.

Dionne, J.C., 1972. Caractéristiques des blocs erratiques des rives de l'estuaire du Saint-Laurent; Rev. Géogr. Montréal, 26 (2): 125-152, 19 fig.

Duperret, A., De Pomerai, M.R., Genter, A., Mortimore, R.N. and Delacourt, B., 2002. Coastal rock cliff erosion by collapse at Puys, France: the role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. Journal of Coastal Research 18, 52–61.

Environnement Canada, 2012. Données climatiques canadiennes ajustées et homogénéisées (DCCAH). [En ligne] Adresse URL : http://ec.gc.ca/dccha-ahccd/ (consulté en septembre 2012)

Environnement Canada, 2013. Normales climatiques au Canada1971-2000. [En ligne] Adresse URL : http://climate.weatheroffice.gc.ca/ (consulté en mars 2013)

Francou, B.; 1987. L'éboulisation en Haute Montagne. Thèse de doctorat d'État, Université de Paris VII, 689 p.

Fraser, J. K., 1959. Freeze-thaw frequencies and mechanical weathering in Canada. Arctic, 12(1), pp. 40-53

Frayssines, M., 2005. Contribution à l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux (rupture). Thèse en mécanique, Université Joseph Fourier, Grenoble, 218 p.

Frayssines, M. et Hantz, D., 2006. Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). Engineering Geology, 86(4), pp. 256-270

Hall, AM, Hansom JD, Jarvis J., (2008. Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: the Grind of the Navir, Shetland, Scotland. Mar Geol 248:28–46

Hétu B, Van Steijn H, Vandelac P., 1994. Les coulées de pierres glacées : un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis. Géographie physique et Quaternaire 48(1): 3-22

Hétu B., Gray J.T., 2002. L'apport de la géomorphologie à l'archéologie paléoindienne dans l'est du Québec : une géoarchéologie à (ré-)inventer ? Recherches amérindiennes au Québec, 32, 76-90.Hall, K., 2004. Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada. Earth Surface Process and Landforms, 29, pp. 43-57

Neumeier, U., 2011. Boulder transport by ice on a St. Lawrence salt-march, pattern of pluriannual movements in Wang, P, Rosati, J.D., Roberts, T.M. (Eds.) The Proceedings of the Coastal Sediments 2011. Miami FL, 2-6 May 2011, p. 2533-2545

Roed, M. A., 1979: Géomorphologie analysis of Forillon National Park, Québec, Canada, Maritime Sediments, vol. 15, p. 47-54.

Trenhaile AS., 1987. The geomorphology of rock coasts. Oxford University Press, Oxford, 384p.

Veillette, J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec [document cartographique]. Commission géologique du Canada, carte 1804A. Échelle 1 : 125 000

Chapitre 7

Projection de la ligne de rivage et de la hausse du niveau marin relatif

Ce chapitre présente dans un premier temps la méthodologie utilisée pour la réalisation des projections d'évolution côtière et de la hausse du niveau marin relatif sur un horizon de 2050. Ensuite les résultats sont présentés notamment sous forme cartographique et discutés.

Pascal Bernatchez, Chantal Quintin et Geneviève Boucher-Brossard
Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

7 Projection de la ligne de rivage et de la hausse du niveau marin relatif

7.1 *Introduction*

Les chapitres précédents ont permis de mettre à jour les connaissances sur l'évolution historique des conditions météo-marines de la péninsule gaspésienne ainsi que sur l'évolution historique, récente et actuelle de la presqu'île de Penouille. Les différentes analyses ont permis d'identifier les facteurs clés responsables de son évolution. Dans la perspective où la direction du parc national du Canada Forillon (PNCF) désire mettre sur pied un projet d'aménagement durable sur la presqu'île de Penouille pour bonifier l'expérience des visiteurs, il devient important d'identifier les zones à risque d'érosion et de submersion côtière afin de réduire la vulnérabilité des infrastructures.

Ce chapitre présente dans un premier temps la méthodologie utilisée pour effectuer les projections d'évolution côtière et de la hausse du niveau marin relatif pour un horizon de 2050. Ensuite les résultats sont présentés notamment sous forme cartographique et discutés.

7.2 *Méthodologie*

7.2.1 Couplage érosion et changements environnementaux

Tel qu'indiqué aux chapitres 2 et 4, une première analyse d'une quinzaine de paramètres climatiques a été réalisée sous la forme d'anomalie. Cette dernière représente l'écart positif ou négatif vis-à-vis de la normale climatique calculé sur 30 années ou vis-à-vis de la moyenne de la station de Gaspé (Bernatchez *et al.,* 2011). Cette approche permet rapidement de visualiser la variabilité temporelle des conditions climatiques, glacielles et des niveaux d'eau autour d'un seuil. C'est à partir de cette variabilité climatique qu'ont ensuite été sélectionnées autant que possible les photographies aériennes qui ont servi à calculer l'évolution côtière et à déterminer la

relation entre la vitesse de déplacement de la ligne de rivage et les conditions météo-marines (voir chapitre 4 et Tableau 7.1). L'analyse de l'évolution de l'artificialité du littoral a aussi permis d'évaluer l'influence des facteurs anthropiques sur la vitesse de déplacement de la ligne de rivage.

L'étape préalable au calcul de la projection de l'évolution côtière pour l'horizon de 2050 est d'identifier une période historique qui présente des caractéristiques jugées représentatives des conditions futures. L'analyse de la dynamique côtière de Penouille réalisée au chapitre 4 a permis d'identifier des critères de base afin de cibler la période qui sera retenue pour la projection de l'évolution côtière pour 2050 (Tableau 7.2). Après une analyse des caractéristiques des différentes périodes en fonction des critères de sélection, la période de 1993 à 2010 a été retenue.

Tableau 7.1. Couplage des conditions climatiques, glacielles et de niveaux d'eau historiques avec l'évolution de la ligne de rivage.

Période d'évolution côtière	Constats généraux sur la température et les précipitations	Constats généraux sur les tempêtes	Constats généraux sur la couverture de glace sur le golfe du saint-Laurent	Consats généraux sur les niveaux d'eau	Constats généraux sur l'artificialité	Constats généraux évolution côtière de la ligne de rivage
1948-1970	**Température** --> Anomalie moyenne des degrés-jour de gel annuels négatives basse **Précipitation** --> Anomalie moyenne de précipitation de pluie annuelle négative la plus basse --> Anomalie moyenne de précipitation neigeuse hivernale positive élevée	**Données non disponible**	**Données non disponible**	**Données non disponible**	--> Présence d'une structure perpendiculaire à la côte entre le secteur A et B --> Présence du quai entre le secteur B et C en 1948 --> Démantèlement du quai entre le secteur B et C (absent en 1970)	**Stabilité de la ligne de rivage (-0,05 m/an)** --> Faible avancée pour le secteur C (0,26m/an) --> Faible recul pour le secteur A (-0,30m/an)
1970-1979		**Données non disponible**	**Couverture de glace** --> Période positive (0.58)	**Niveau d'eau PMSGM (2.3 m)** --> Somme des jours élevée >5 --> Niveau d'eau moyen >2.4 m	--> Présence du quai 2 entre le secteur B et C en 1970 --> Présence d'un quai bâtiment secteur B en 1970 --> Présence d'une structure perpendiculaire à la côte entre le secteur A et B en 1970 --> Démantèlement du quai 2 entre le secteur B et C (absent en 1979) --> Démantèlement du quai bâtiment dans le secteur B (absent en 1979) --> Démantèlement de la structure perpendiculaire entre secteur A et B (absent en 1979)	**Faible avancée de la ligne de rivage (0,34m/an)** --> Faible recul pour le secteur D (0,11 m/an) --> Avancée moyennement élevée à élevée pour les secteurs C et B (1,39 et 1,61m/an)
1979-1986	**Température** --> Anomalie moyenne de jours de redoux hivernaux positive élevé --> Anomalie moyenne de précipitation totale annuelle positive élevée **Précipitation** --> Anomalie moyenne de précipitation totale annuelle positive la plus élevée	**Tempête avec une vitesse du vent de 50km/h et plus** --> somme des événements de tempête élevée (un total de 26 représentant près de 3,7 tempêtes par année) --> Période hivernale la plus active **Tempête avec une vitesse du vent de 70km/h et plus** --> Somme des événements de tempête la plus élevée --> Période hivernale la plus active	**Anomalies moyennes (en %, normale de 23,98)** --> Période négative (-3,45)	**Niveau d'eau PMSGM (2.3 m)** --> Somme des jours faible < 2 --> Niveau d'eau moyen le plus élevé >2.4 m		**Faible recul de la ligne de rivage (-0,24m/an)** --> Faible avancée dans le secteur C (0,12m/an) et B (0,20m/an) --> Faible recul dans le secteur D (-0,26m/an) --> Recul moyennement élevé dans le secteur A (-1,47m/an)

Tableau 7.1. Couplage des conditions climatiques, glacielles et de niveaux d'eau historiques avec l'évolution de la ligne de rivage (suite).

Période d'évolution côtière	Constats généraux sur la température et les précipitations	Constats généraux sur les tempêtes	Constats généraux sur la couverture de glace sur le golfe du saint-Laurent	Consats généraux sur les niveaux d'eau	Constats généraux sur l'artificialité	Constats généraux évolution côtière de la ligne de rivage
1986-1993	**Température**	**Tempête avec une vitesse du vent de 50km/h et plus**	**Anomalies moyennes (en %, normale de 23,98)**	**Niveau d'eau PMSGM (2.3 m)**		**Faible avancée de la ligne de rivage (0,40m/an)**
	--> Anomalie moyenne de la tempérautre annuelle négative la plus basse --> Anomalie moyenne de la température hivernale négative la plus basse --> Anomalie moyenne des degrés-jour de gel annuels positive la plus élevée --> Anomalie moyenne des degrés-jour de gel annuels positive la plus élevée --> Anomalie moyenne des jours de redoux hivernaux négative la plus basse --> Anomalie moyenne de jours avec un cycle de gel et dégel positive la plus élevée	--> Somme des événements de tempête élevée (un total de 21 représentant 3,5 tempêtes par année) --> Période hivernale et printannière la plus active	--> Période positive la plus élevée (4,52)	--> Somme des jours faible < 2 --> Niveau d'eau moyen < 2.4 m		--> Faible recul dans le secteur D (-0,36m/an) --> Faible avancée dans le secteur A (0,32m/an) --> Avancée moyennement élevé pour le secteur C (1,49m/an) --> Avancée élevée pour le secteur A (1,59m/an)
1993-2001	**Température**	**Tempête avec une vitesse du vent de 50km/h et plus**	**Anomalies moyennes (en %, normale de 23,98)**	**Niveau d'eau PMSGM (2.3 m)**		**Faible avancée de la ligne de rivage (0,31m/an)**
	--> Température moyenne annuelle au-dessus de la normale	--> Somme des événements de tempête à moyenement faible(un total de 14 représantant 1,8 tempêtes par année) --> Période hivernale la plus active	--> Période négative (-2,84)	--> Somme des jours faible < 2 --> Niveau d'eau moyen > 2.4 m		--> Faible avancée pour le secteur D (0,11m/an) --> Avancée élevée dans le secteur C (1,77m/an) --> Avancée moyenne dans le secteur B (0,50m/an) --> Stabilité dans le secteur A
	Précipitation	**Tempête avec une vitesse du vent de 70km/h et plus**				
	--> Anomalie moyenne de précipitation neigeuse annuelle positive élevée --> Anomalie moyenne de précipitation de pluie hivernale positive élevée	--> 1 événement survenu à l'hiver				
2001-2004	**Température**	**Tempête avec une vitesse du vent de 50km/h et plus**	**Anomalies moyennes (en %, normale de 23,98)**	**Niveau d'eau PMSGM (2.3 m)**		**Recul moyen de la ligne de rivage (-0,60m/an)**
	--> Température moyenne annuelle au-dessus de la normale --> Anomalie moyenne de jours avec un cycle de gel et dégel négative la plus basse --> Anomalie moyenne de précipitation totale annuelle négative la plus basse	--> Somme des événements de tempête très élevée (un total de 13 réprésentant 4,3 tempêtes par année) --> Période hivernale, automnale et printannière active	--> Période négative (-4,78)	--> Somme des jours élevé > 5 --> Niveau d'eau moyen < 2.4 m		--> Recul moyen pour le secteu C (-0,93m/an), B (-0,77m/an) et A (-0,92m/an) --> Recul moyennement élevé pour le secteur D (-1,16m/an)
	Précipitation					
	-->Anomalie moyenne de précipitation totale annuelle négative la plus basse --> Anomalie moyenne de précipitation neigeuse annuelle négative la plus basse --> Anomalie moyenne de précipitation de pluie hivernale négative la plus basse --> Anomalie moyenne de précipitation neigeuse hivernale négative la plus basse					

Tableau 7.1. Couplage des conditions climatiques, glacielles et de niveaux d'eau historiques avec l'évolution de la ligne de rivage (suite).

Période d'évolution côtière	Constats généraux sur la température et les précipitations	Constats généraux sur les tempêtes	Constats généraux sur la couverture de glace sur le golfe du saint-Laurent	Consats généraux sur les niveaux d'eau	Constats généraux sur l'artificialité	Constats généraux évolution côtière de la ligne de rivage
2004-2008	**Température**	**Tempête avec une vitesse du vent de 50km/h et plus**	**Anomalies moyennes (en %, normale de 23,98)**	**Niveau d'eau PMSGM (2.3 m)**		**Faible avancée de la ligne de rivage (0,24m/an)**
	--> Température moyenne annuelle au-dessus de la normale --> Anomalie moyenne de la température annuelle positive élevée --> Anomalie moyenne de la température hivernale positive élevée	--> Somme des événements de tempête moyennement faible (un total de 8 représentant 2 tempêtes par année) --> Période printannière et automnale active	--> Période négative la plus basse (-9,90)	--> Somme des jours moyennement élevé > 3 --> Niveau d'eau moyen < 2.4 m		--> Faible recul pour le secteur B (-0,14m/an) --> Faible avancée pour le secteur D (0,23m/an) --> Avancée moyennement élevée dans le secteur A (1,01m/an) --> Avancée élevée dans le secteur C (1,56m/an)
	Précipitation					
	--> Anomalie moyenne de précipitation de pluie annuelle positive élevée --> Moyenne de la somme des événements de précipitation de 50mm et plus la plus élevée (total de 9 représentant 3 événements par année)					
2008-2010	**Température**	**Tempête avec une vitesse du vent de 50km/h et plus**	**Anomalies moyennes (en %, normale de 23,98)**	**Niveau d'eau PMSGM (2.3 m)**		**Faible recul de la ligne de rivage (-0,20m/an)**
	--> Température moyenne annuelle au-dessus de la normale --> Anomalie moyenne de la température annuelle positive la plus élevée --> Anomalie moyenne de la température hivernale positive la plus élevée	--> Somme des événements de tempête faible (un total de 4 réprésentant 1,3 tempêtes par année) --> Période printanière et automnale active	--> Période négative basse (-8,05)	--> Somme des jours élevé > 5 --> Niveau d'eau moyen > 2.4 m		--> Stabilité dans le secteur D --> Faible recul dans le secteur C (-0,46m/an) --> Recul moyen dans le secteur B (-0,68m/an) et A (-0,76m/an)
	--> Anomalie moyenne des degrés-jour de gel annuels négatives la plus basse					
	--> Anomalie des jours de redoux hivernaux positive la plus élevée					
	Précipitation					
	-->Anomalie moyenne de précipitation totale annuelle positive la plus élevée --> Anomalie moyenne de précipitation pluie annuelle positive la plus élevée --> Anomalie moyenne de précipitation de pluie hivernale positive la plus élevée --> Anomalie moyenne de précipitation neigeuse hivernale positive la plus élevée --> Anomlaie moyenne de précipitation neigeuse annuelle positive la plus élevée --> Moyenne de la somme des événements de précipitation de 50mm et plus la plus élevée --> Moyenne de la somme des événements de précipitation de 30mm et plus la plus élevée --> Moyennes de la somme des événements de précipitation printaniers de 30mm et plus la plus élevée --> Moyenne de la somme des événements de précipitation printanier de 25mm et plus la plus élevée					

Les secteurs de la colonnne constants généraux sur l'articficialité et de l'évolution de la ligne de rivage sont identifiés à la figure 4.19 du chapitre 4.

Tableau 7.2. Critères utilisés pour identifier la période utilisée pour la projection côtière.

Critères de sélection	*Période identifiée*
Période chaude	1993-2010
Réduction du couvert de glace	1993-2010
Augmentation de la vitesse de la hausse du niveau de la mer	1993-2010
Fréquence des niveaux d'eau extrêmes	2008-2010; 2001-2004;1970-1979
Dynamique naturelle vs anthropique	1993-2010 (représente une période où la dynamique côtière est naturelle)
Autres facteurs	
Augmentation des apports sédimentaires :	
Augmentation de la vitesse de recul de la falaise	
Augmentation des pluies diluviennes = augmentation des apports sédimentaires des cours d'eau sous régime torrentiel	
Milieu stable à long terme = période assez longue pour bien représenter les cycles d'avancés et de recul et un bilan près de la stabilité	1993-2010

L'analyse de l'évolution rétrospective de la ligne de rivage entre 1948 et 2010 (selon l'analyse des photographies aériennes) et entre 2005 et 2011 (selon l'analyse des stations de suivi de l'érosion côtière) ainsi que l'analyse saisonnière des profils de plage montre une stabilité et une forte résilience du système côtier de la presqu'île de Penouille. On peut constater tant à l'échelle décennale qu'annuelle une alternance entre des périodes d'érosion et d'accumulation avec un bilan global près de la stabilité. La période de 1993-2010 représente bien le rythme d'évolution de Penouille et la stabilité du milieu sous des conditions relativement naturelles. En effet, l'évolution de Penouille peut être divisée en trois grandes périodes en fonction de l'artificialité de son littoral (Figure 7.1). Celle de 1948 à 1979 correspond à une période où le déplacement de la ligne de rivage a été fortement influencé par la présence et le démantèlement de structures anthropiques. Entre 1979 et 1993 un réajustement de la côte s'est effectué contribuant ainsi à un nouvel équilibre sédimentaire de l'ensemble de la presqu'île de Penouille. En raison de la mission de Parcs Canada qui est d'assurer et de maintenir l'intégrité écologique

de l'écosystème côtier, on peut supposer que l'évolution future de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille va se faire sous des conditions naturelles semblables à la période de 1993 à 2010.

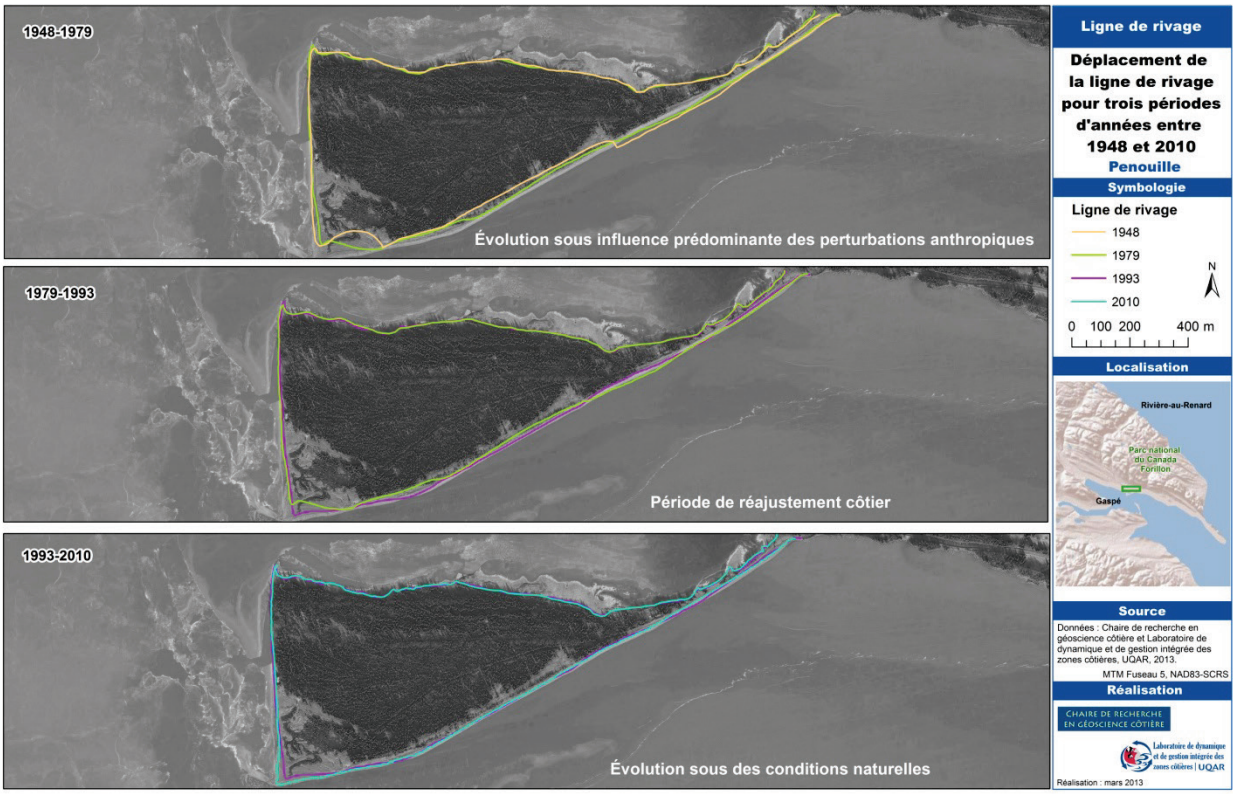


Figure 7.1. Représentation des trois périodes d'évolution côtière en fonction de la prédominance de l'influence de l'artificialité ou sous des conditions naturelles.

Les séquences de forte érosion mesurées entre 1948 et 2010 correspondent à des périodes où la couverture de glace a été faible (Figure 7.2). On remarque toutefois qu'entre 1998 et 2010, période où la couverture de glace a été particulièrement réduite, il y a eu une avancée de la côte entre 2004 et 2008. La réponse des systèmes côtiers à la réduction de la couverture de glace n'est pas aussi claire que ce qui a été avancé il y a quelques années (Bernatchez et Dubois, 2004). On constate effectivement pour certains milieux côtiers, une accélération de l'érosion côtière lorsque la couverture de glace est réduite (Bernatchez *et al.,* 2008), alors que dans d'autres systèmes côtiers particulièrement où il y a des cordons sableux de bas estran, il y a plutôt une avancée du littoral (Bernatchez *et al.,* 2012).

La fréquence des niveaux d'eau extrêmes constitue aussi un facteur important dans la dynamique côtière. Les périodes de 2001 à 2004 et de 2008 à 2010 présentent les valeurs moyennes de recul les plus élevées, ce qui correspond aussi aux deux périodes où la fréquence d'événements de niveaux d'eau supérieure à la pleine mer supérieure de grande marée a été la plus élevée (voir section 2.2.4, chapitre 2). L'analyse des profils de plage sur la presqu'île de Penouille indique aussi que malgré une érosion de la plage lors d'événements de tempête, la plage retrouve ensuite rapidement son profil d'équilibre et montre même à l'échelle annuelle un bilan positif.

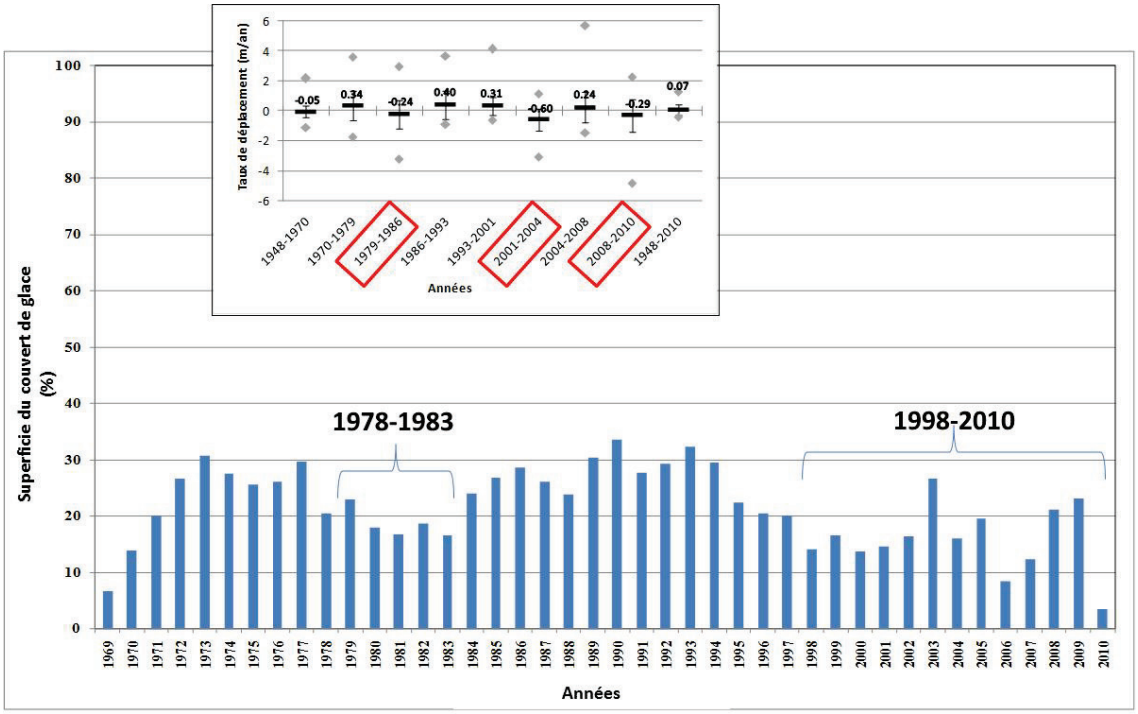


Figure 7.2. Relation entre les périodes de forte érosion et de faible couverture de glace.

Comme nous allons le voir dans la prochaine section, la hausse du niveau de la mer constitue un facteur important de l'évolution à long terme de la zone côtière. Le changement brusque de tendance du niveau de la mer observé à partir de 1987 à la station marégraphique de Rivière-au-Renard est synchrone à celui observé ailleurs sur la côte Atlantique (Boon, 2012) et s'inscrit donc dans la tendance globale à l'accélération du niveau de la mer. La tendance du niveau marin relatif pour la région à l'étude est ainsi passée à des valeurs négatives de -3 à -4 mm/an (baisse) dans les années 70 et 80 à des valeurs positives moyennes de 3 à 4 mm/an dans

les années 90 et 2000 (Figure 7.3). Le littoral s'est donc ajusté à un écart de tendance entre les deux périodes de près de 8 mm. Les valeurs d'évolution côtière mesurées pour la période de 1993-2010 constituent donc un analogue réaliste comme nous allons le voir à la prochaine section pour projeter l'évolution future du littoral sur un horizon de 2050.

Enfin, l'augmentation des apports sédimentaires au cours des prochaines décennies devrait assurer un certain équilibre du système côtier. Deux sources principales ont été identifiées. Tout d'abord, le recul de la falaise localisée entre le pédoncule de Penouille et le Gros cap aux Os est la principale source sédimentaire alimentant le système côtier de Penouille. Le taux de recul de cette falaise a doublé lors de la période de 2001 à 2008 par rapport à la période historique de 1970 à 2008 (voir chapitre 6). Il est réaliste de penser que ces valeurs élevées de recul vont se maintenir pour le futur. L'autre source sédimentaire provient des apports des ruisseaux qui se jettent dans la cellule hydrosédimentaire de Penouille. Avec l'augmentation de la fréquence des événements de pluies diluviennes et le régime torrentiel des cours d'eau, les apports sédimentaires à la côte vont également être à la hausse.

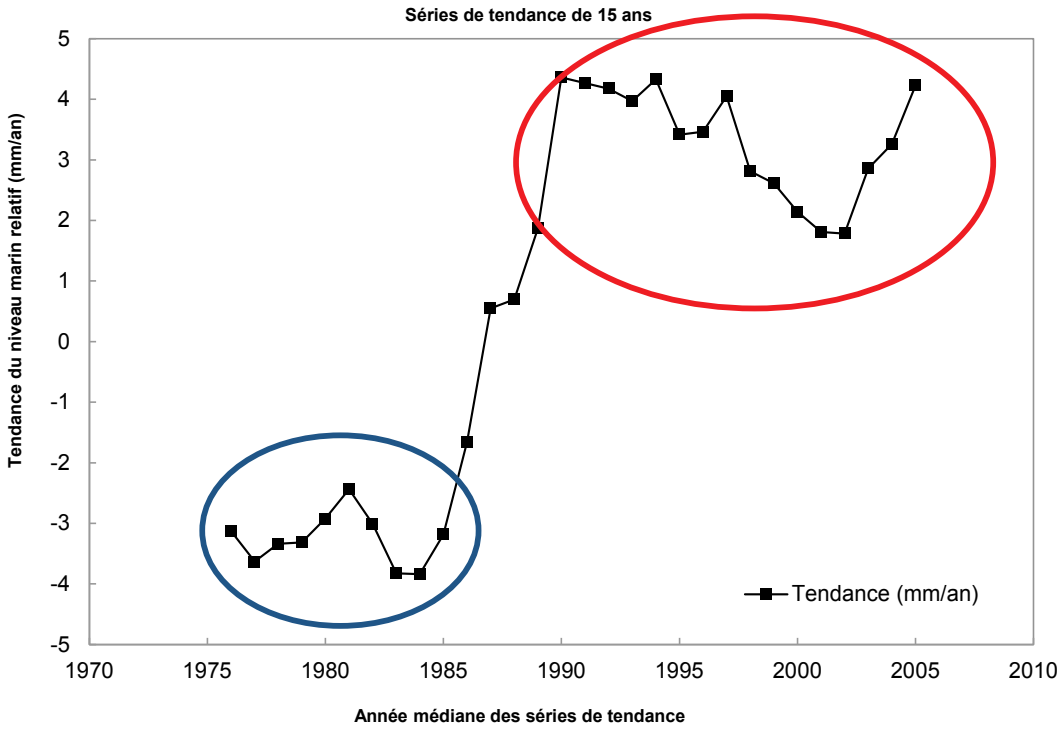


Figure 7.3. Changement brusque dans la tendance du niveau marin relatif à la station marégraphique de Rivière-au-Renard.

7.2.2 Couplage submersion et hausse du niveau marin relatif

Calcul de la tendance et des projections du niveau marin

Les variations du niveau marin relatif ont été déterminées à partir des données marégraphiques à la station de Rivière-au-Renard pour la période du 14 janvier 1969 au 31 décembre 2012. La méthodologie et l'analyse de l'évolution historique du niveau marin relatif ont été présentées au chapitre 2.

L'analyse des variations du niveau marin au cours des dernières décennies a été réalisée à partir des données désaisonnalisées. La méthodologie employée est conforme à celle proposée par Boon (2012). Ainsi, dans un premier temps, un modèle de régression linéaire a été extrait. Il prend la forme :

$$Y = b_0 + b_1 X + \varepsilon \qquad [1]$$

Où l'erreur (ε) est minimisée avec une régression des moindres carrés ordinaires de la série temporelle de Y (niveau d'eau en mètre) sur X (temps en mois), pour obtenir les coefficients b0 et b1, ainsi que la variable dépendante estimée.

$$\hat{Y} = b_0 + b_1 X \qquad [2]$$

Les erreurs résiduelles pour la série de longueurs i=1n se calculent donc comme suit :

$$\varepsilon = Y_i - \hat{Y}_i \qquad [3]$$

En réduisant les données par rapport à des différences à la moyenne :

$$y_i = Y_i - \hat{Y},\ x_i = X_i - \hat{X} \qquad [4]$$

On obtient le coefficient de régression qui permet d'estimer la tendance du niveau marin :

$$b_1 = \sum_{i=1}^{n} x_i y_i / \sum_{i=1}^{n} x_i^2 \qquad [5]$$

et l'erreur estimée de la tendance

$$s_e = s_{x \cdot y}\sqrt{\sum x_i^2} \qquad [6]$$

où $s_{x \cdot y} = \sqrt{\sum \varepsilon_i^2/(n-2)}$. L'intervalle de confiance de 95% autour de la tendance peut être dérivée de :

$$b_1 \pm s_e t_{.05} \qquad [7]$$

où t.05 est une statistique t de Student avec n-2 degrés de liberté.

La tendance et l'intervalle de confiance obtenus à partir des équations précédentes s'appliquent au centre de la série temporelle et permettent de décrire adéquatement les données mesurées. Elles ne correspondent pas à une projection de la variation future du niveau marin et à l'incertitude autour de cette variation. Une estimation des niveaux d'eau futurs à un temps précis (X0) peut toutefois être effectuée avec l'équation suivante :

$$\bar{Y}_0 = \bar{Y} + b_1(X_0 - \bar{X}) \qquad [8]$$

où, pour une observation individuelle, l'erreur standard de $\bar{Y}_0$ à X_0 est :

$$s_Y = s_{y \cdot x}\sqrt{1 + \frac{1}{n} + \frac{(X_0 - \bar{X})^2}{\sum (X_i - \bar{X})^2}} \qquad [9]$$

Cette dernière équation peut être utilisée pour bâtir les intervalles de confiance pour la prédiction des niveaux marins futurs, en appliquant un test de t tel qu'à l'équation 7.

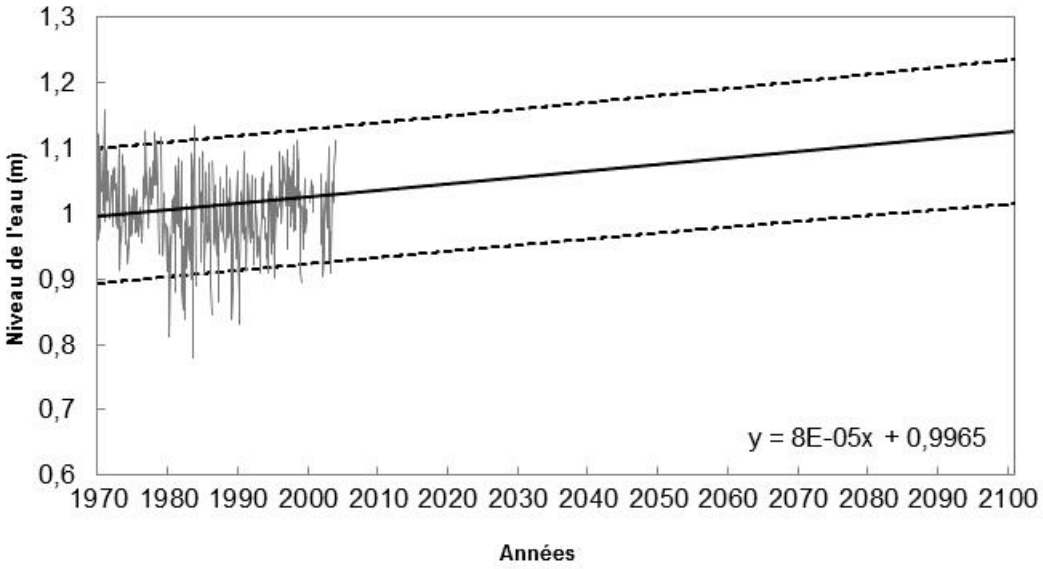
Le modèle de régression linéaire tel que décrit ci-dessus permet de modéliser la variation du niveau de l'eau en mètres par mois et peut être converti en mm/an en la multipliant par 12 000. Cette technique sous-entend une hausse ou une baisse constante du niveau de l'eau dans le temps, ce qui n'est pas nécessairement la représentation la plus adéquate de la réalité. En effet, l'accélération récente du niveau marin associée au réchauffement des températures n'est pas

représentée par une projection linéaire. L'application d'un modèle quadratique permet alors d'ajouter une composante d'accélération ou de décélération du niveau marin dans le temps et s'exprime en m/mois² (ou en mm/an² en multipliant par 12 000). Cette approche représente beaucoup mieux la hausse projetée du niveau marin que la tendance linéaire. Toutefois, au-delà de 2050, il n'est pas conseillé d'utiliser l'approche quadratique, car elle a tendance à surévaluer les valeurs. Ce modèle s'exprime :

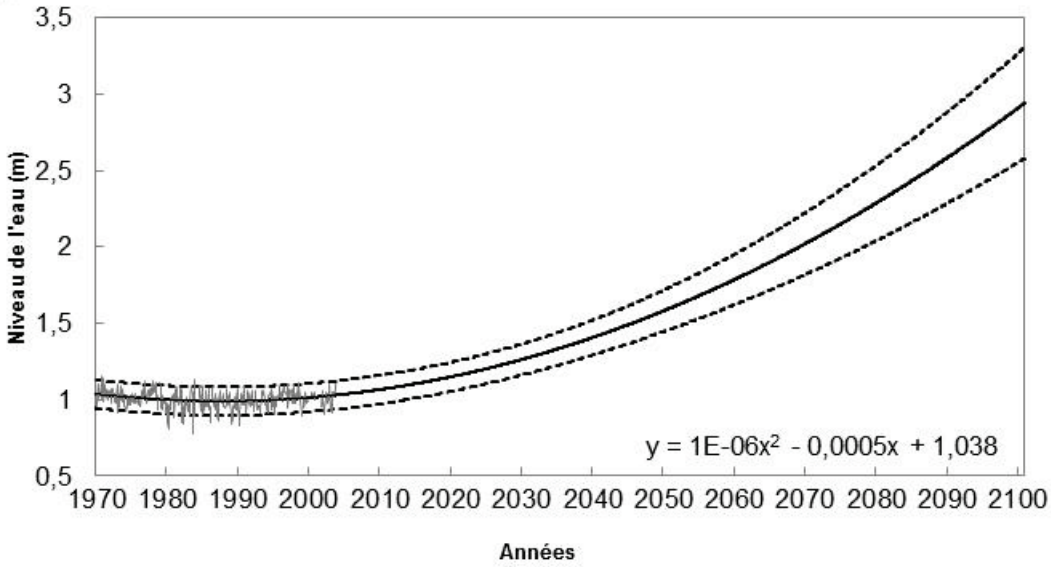
$$\hat{Y} = b_0 + b_1 X + b_2 X^2 \qquad [10]$$

Le calcul des coefficients de régression et de l'intervalle de confiance repose sur le calcul matriciel et est fait automatiquement par différents logiciels de statistiques. Dans ce cas-ci, le logiciel libre R a été utilisé (R Core Team, 2012). Un exemple de calcul utilisé par ce type de logiciel est présenté dans Scherrer (2009) p.4 éq. 19.8.

Enfin, la dernière étape est d'ajuster la hausse du niveau de la mer pour tenir compte de la subsidence dans le secteur de la baie de Gaspé. Selon les modèles géophysiques, il y a une différence d'environ 1 mm entre Rivière-au-Renard et la baie de Gaspé (Koohzare *et al.,* 2008). Il est donc réaliste d'ajouter une valeur de 1 mm/an pour la subsidence à la projection de la hausse du niveau marin relatif pour le secteur de Penouille. On obtient alors une hausse du niveau marin relatif de 0,531 m pour 2050 au secteur de Penouille. Cette valeur a ensuite été additionnée au niveau de la pleine mer supérieure de grande marée préalablement transformée en niveau géodésique, puis cartographiée à l'aide des données LiDAR. Finalement, pour tenir compte d'un niveau extrême en cas de tempête, les niveaux atteints mesurés sur le terrain lors de la tempête du 6 décembre 2010 ont aussi été cartographiés. Ces niveaux tiennent compte de l'exposition de la côte aux vagues de tempête. Par conséquent, la cote utilisée pour la façade littorale orientée est-ouest est plus élevée que celle orientée nord-sud. La cartographie des zones potentiellement submergées sur l'horizon de 2050 tient aussi compte de la projection de l'évolution côtière. La bande côtière qui sera érodée en 2050 est soustraite avant d'appliquer le patron de submersion pour 2050. Cette approche permet de tenir compte des nouvelles connectivités possibles entre la mer et l'arrière-plage à la suite du recul du littoral d'ici 2050.



a) Tendance linéaire (et son intervalle de confiance pour les prédictions) calculée à partir des moyennes mensuelles entre 1969 et 2012. Il faut donc faire x12 000 pour avoir en mm/an = 0,986 mm/an



b) Tendance quadratique (et son intervalle de confiance pour les prédictions) calculée à partir des moyennes mensuelles entre 1969 et 2012.

Figure 7.4. Tendance linéaire (a) et quadratique (b) du niveau marin relatif à la station marégraphique de Rivière-au-Renard.

Tableau 7.3. Tendance du niveau marin relatif à Rivière-au-Renard.

Station	Période	Tendance linéaire (mm/an)	Tendance quadratique (mm/an²)	Hausse projetée pour 2050 (m) (linéaire)	Hausse projetée pour 2050 (m) (quadratique)
Rivière-au-Renard	1969-2012	0,986 ± 0,366	0,013	0,036 ± 0,105	0,493 ± 0,136

7.3 *Projection de l'évolution de la ligne de rivage et de la hausse du niveau marin relatif pour l'horizon 2050*

Une projection et une cartographie de la ligne de rivage ont été réalisées pour les aléas d'érosion et de submersion côtières pour l'horizon 2050.

7.3.1 Projection de la ligne de rivage (aléa érosion)

Le scénario d'évolution côtière assume que l'évolution future se fera au même rythme que l'évolution de la ligne de rivage mesurée entre 1993 et 2010. La projection du scénario tient compte de la variation spatiale du taux de déplacement à tous les 50 m. Toutefois, étant donné le caractère parfois épisodique de l'érosion lié aux processus géomorphologiques (par ex. encoche d'érosion) qui peuvent engendrer une grande variabilité spatiale en l'espace de quelques dizaines de mètres ainsi qu'au processus de régularisation du rivage à moyen et long terme, un lissage par moyenne mobile des taux obtenus a été réalisé et ensuite été arrondis au mètre. Le lissage a été effectué en utilisant les taux mesurés de part et d'autre de chaque transect sur une longueur de 50 m, ce qui équivaut à un transect de chaque côté plus le transect lui-même. Le calcul de la projection est le suivant :

Projection = taux moyen de déplacement (1993-2010)* nombre d'années d'ici 2050

On constate selon cette projection deux secteurs plus sensibles à l'érosion, soit la partie la plus étroite du pédoncule (segment b) et le secteur au centre du littoral nord-sud (Figure 7.5). Au

niveau du pédoncule, on observe deux secteurs avec des tendances d'évolution différentes. Le secteur à l'est du pédoncule (segment a) est en partie protégé par la falaise rocheuse qui est proéminente. Il bénéficie de l'atténuation des vagues sur la plate-forme rocheuse adjacente ainsi que sur le cordon sableux de bas estran. Même si ce secteur enregistre à l'occasion un recul, le bilan est généralement positif entre les périodes analysées de 1986 à 2010, à l'exception de celle entre 2001 et 2004. Lors des tempêtes, de nombreux débris, notamment des troncs d'arbre se déposent sur la partie supérieure de la plage et favorisent ensuite l'accumulation des sédiments. Le maintien de ces débris organiques est essentiel à l'équilibre sédimentaire du pédoncule. Il ne faut surtout pas oublier qu'en contexte de hausse du niveau de la mer, l'accrétion verticale de la dune bordière ou du haut de plage est assurée grâce aux lobes de débordement de tempête. Ces apports sédimentaires épisodiques sont donc essentiels au maintien du cordon littoral qui relie la presqu'île de Penouille à la côte. Le déplacement de la ligne de rivage pour ce secteur devrait osciller autour de la ligne actuelle et un gain en moyenne de 6 m est prévu pour 2050.

Figure 7.5. Projection de la ligne de rivage de la presqu'île de Penouille pour 2050.

Le secteur ouest du pédoncule (segment b) enregistre quant à lui, des valeurs de recul pour la plupart des périodes analysées. Le segment b est moins bien protégé par le cordon sableux de bas estran qui est plus étroit et qui est même en partie troué devant ce secteur. Le recul projeté du segement sur l'horizon 2050 varie entre -2 et -18 m avec une moyenne de -11 m. Selon cette tendance, un tronçon de la route d'accès actuel sera complètement érodé et on peut s'attendre à une légère migration du cordon littoral vers le marais. Ce secteur demeura le plus vulnérable à l'érosion côtière de la presqu'île de Penouille. Il est cependant possible avec la renaturalisation de ce segment et la diminution de la rigidité du littoral avec le démantèlement de la route, que la plage reprenne un profil d'équilibre, et que dans ce cas, la ligne de rivage prenne une allure plus régulière et moins prononcée. Le recul du littoral serait alors un peu moins important que prévu pour ce segment.

La façade littorale orientée nord-sud, particulièrement devant le bâtiment de services, est aussi un secteur sensible à l'érosion côtière. Ce secteur est généralement déficitaire avec une faible disponibilité sédimentaire au niveau de la plage. C'est dans ce type de milieu que la réduction de la couverture de glace peut avoir un impact plus important sur l'érosion côtière. Selon la projection pour 2050, le taux de recul annuel va doubler par rapport à la période historique de 1948-2010. Les valeurs de recul projetées en 2050 varient entre -3 et -12 m avec une moyenne de -7 m. Selon cette tendance, si le bâtiment de services n'est pas déplacé, il sera emporté par le recul de la côte. Enfin, la pointe sud de la presqu'île de Penouille devrait continuer de s'accroître en moyenne de 18 m d'ici 2050, mais pouvant atteindre une valeur maximale de 42 m. Cette position devrait toutefois constituer la limite extrême de la pointe sud puisqu'en raison du profil bathymétrique plutôt abrupt de ce secteur, il serait improbable que la progression puisse aller au-delà. Les sédiments en transit seront alors évacués vers le fond de la baie. Les segments c et d constituent une zone de transition entre le pédoncule et l'extrémité sud de Penouille. Le segment c devrait connaître une avancée en moyenne de 6 m alors que le segment d devrait reculer en moyenne d'à peine -2 m.

Dans un contexte d'aménagement du territoire, il est important de rappeler que la tendance linéaire projetée de l'évolution côtière sur l'horizon 2050 n'exclue pas une variabilité plus grande dans le déplacement de la ligne de rivage associée aux événements de tempête. Nous avons montré dans l'analyse de l'évolution historique de Penouille que même dans dans les endroits où la tendance à moyen et long terme est positive, il y a des reculs qui peuvent être

importants sur une courte période. Il est donc important de maintenir un espace de liberté permettant au littoral de reculer lors de tempêtes et de retrouver ensuite son profil d'équilibre. Dans cette optique, il est important de cartographier une marge de sécurité pour les aménagements. La marge que nous proposons est basée sur le recul maximal mesuré lors de la tempête du 6 décembre 2010. Ce recul dit événementiel a été de 6 m pour la presqu'île de Penouille. Sur la base du principe de précaution, cette valeur est cartographiée à partir de la limite projetée de 2050 pour les secteurs où la tendance de l'évolution est négative et à partir de la ligne de rivage de 2010 pour les secteurs où la tendance d'évolution projetée est positive (Figure 7.5). A l'intérieur de cette limite, les constructions sont à proscrire, à moins qu'elles soient adaptées et qu'elles n'interfèrent pas avec la dynamique côtière.

7.3.2 Projection de la hausse du niveau marin relatif (aléa submersion)

La hausse du niveau marin relatif projetée en 2050 pour la presqu'île de Penouille est de 0,53 m (Tableau 7.4). Cette projection tient compte tant de la hausse eustatique que de la subsidence de la région. Elle est projetée en considérant l'accélération récente du niveau de la mer. La valeur mesurée de la hausse du niveau de la mer pour la région à l'étude est comparable aux scénarios de hausse eustatique de Vermeer et Rahmstorf (2009), mais elle est nettement supérieure aux valeurs proposées dans le quatrième rapport du GIEC (2007; projection AR4; Figure 7.6). Les dernières études sur la hausse du niveau de la mer indiquent toutefois que les dernières projections du GIEC (2007) continuent de sous-estimer nettement son accélération induit par le réchauffement climatique (Rahmstorf *et al.,* 2012; Church et White, 2011; Nicholls et Cazenave, 2010). La projection estimée en 2050 pour la région de Penouille est aussi comparable à celles estimées pour les régions côtières du nord-est Atlantique (Tableau 7.5.; Boon, 2012).

La cartographie de la hausse du niveau marin relatif projetée pour 2050 montre que la pointe sud de la presqu'île de Penouille sera l'un des secteurs les plus vulnérables à la submersion côtière (Figure 7.7). Le niveau de risque de ce secteur à l'aléa submersion va être étroitement lié à la capacité de la dune bordière de s'élever verticalement selon le rythme de la hausse du niveau de la mer. La projection de l'évolution côtière indique que la pointe va

s'accroître en raison des apports sédimentaires. Toutefois, si l'accrétion verticale n'est pas suffisante, ce milieu va être submergé régulièrement lors des marées de vive-eau et des tempêtes. De surcroît, le milieu humide déjà existant sur la pointe devrait s'accroitre avec la hausse niveau de la mer. L'augmentation de la pression hydrostatique avec la hausse du niveau de la mer devrait rehausser la nappe phréatique et favoriser l'extension du milieu humide. Le deuxièeme secteur le plus vulnérable à l'aléa submersion est localisé au niveau du pédoncule, où le recul appréhendé du littoral pour 2050 est relativement important. La hausse projetée du niveau marin relatif pour 2050 n'est pas assez élevée pour provoquer une communication permanente entre la mer et la lagune. Toutefois, avec l'augmentation du niveau de la mer il est vraisemblable qu'il y ait une hausse de la fréquence des événements de débordements de tempête. D'ailleurs, les analyses des données de la tempête du 6 décembre 2010 indiquent que les niveaux atteints près du pédoncule ont été généralement de 50 à 70 cm plus élevés que sur la façade littorale orientée nord-sud (Figure 7.8). À la lumière des connaissances actuelles, il est permis de croire que le cordon littoral formant le pédoncule va se maintenir et se rehausser verticalement avec les apports sédimentaires provenant des vagues de tempête. Il est donc essentiel pour maintenir un équilibre hydrosédimentaire entre la plage et le haut de plage d'assurer le maintien des processus de sédimentation et proscrire toute intervention et implantation d'infrastructures qui pourraient durcir la ligne de rivage et limiter les processus naturels d'échanges sédimentaires.

Tableau 7.4. Hausse du niveau marin relatif projetée pour le secteur de Penouille.

Hausse projetée du niveau marin relatif Rivière-au-Renard 2050 (m)	***Ajustement subsidence Penouille 2050 (m)***	***Hausse projetée du niveau marin relatif Penouille 2050 (m)***
0,493	0,038	0,531

* les valeurs sont calculées selon le 0 géodésique = niveau de la mer

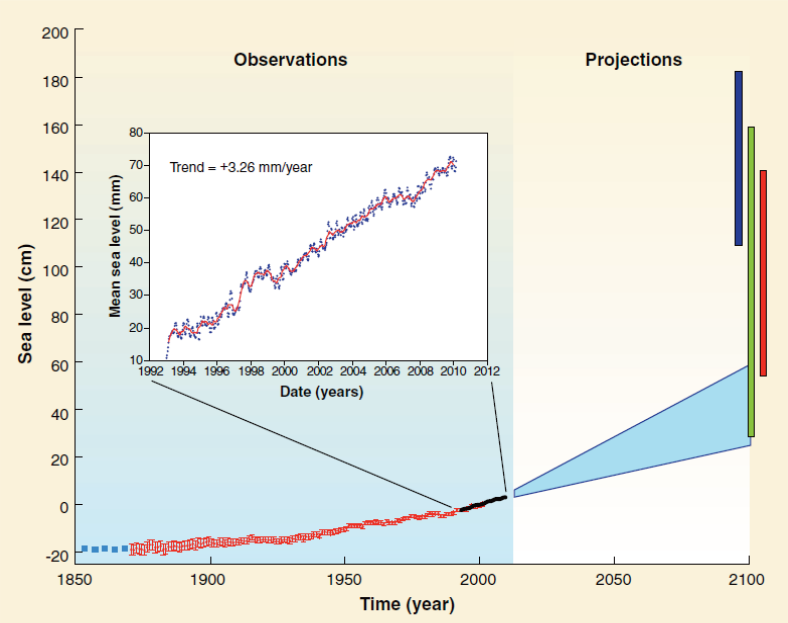


Fig. 1. Global mean sea level evolution over the 20th and 21st centuries. The red curve is based on tide gauge measurements (*10*). The black curve is the altimetry record (zoomed over the 1993–2009 time span) (*15*). Projections for the the 21st century are also shown. The shaded light blue zone represents IPCC AR4 projections for the A1FI greenhouse gas emission scenario. Bars are semi-empirical projections [red bar: (*32*); dark blue bar: (*33*); green bar: (*34*)].

Figure 7.7. Différents types de projections de la hausse du niveau de la mer (tirée de Nicholls et Cazenave, 2010).

Tableau 7.5. Hausse projetée du niveau de la mer pour 2050 pour la région côtière est américaine et canadienne (tiré de Boon, 2012).

Table 2. *Linear and quadratic regression coefficients* b_1 *and* $b_2/2$ *derived from 1969–2011 fitted mmsl series with 2050 sea level rise projections above 1983–2001 MSL and 95% confidence intervals at U.S. and Canadian Atlantic coast tide stations. Significance of the coefficient contribution in analysis of variance F-tests is indicated at the 95% (*) or the 99% (**) confidence level; ns indicates contribution is non-significant.*

Station Name	Station ID	Continuous Year Series	Linear (b_1) (mm/y)	Quadratic ($b_2/2$) (mm/y^2)	Rise by 2050 Projection (m)
St John's, NL	PSMSL 393	1961–2011	2.799 **	0.011 ns	0.21 ± 0.22
Halifax, NS	PSMSL 96	1920–2011	2.423 **	0.100 **	0.49 ± 0.14
Eastport, ME	8410140	1929–2011	1.489 **	0.150 **	0.62 ± 0.12
Portland, ME	8418150	1912–2011	0.937 **	0.134 **	0.54 ± 0.14
Boston, MA	8443970	1921–2011	2.882 **	0.150 **	0.71 ± 0.15
Nantucket, MA	8449130	1965–2011	3.485 **	0.090 **	0.52 ± 0.14
New London, CN	8461490	1939–2011	3.532 **	0.138 **	0.69 ± 0.15
The Battery, NY	8518750	1893–2011	3.465 **	0.103 **	0.57 ± 0.18
Sandy Hook, NJ	8531680	1933–2011	4.189 **	0.132 **	0.71 ± 0.18
Atlantic City, NJ	8534720	1923–2011	4.632 **	0.087 **	0.57 ± 0.20
Baltimore, MD	8574680	1903–2011	3.286 **	0.083 **	0.48 ± 0.19
Annapolis, MD	8575512	1929–2011	3.272 **	0.086 **	0.49 ± 0.19
Washington, DC	8594900	1932–2011	3.078 **	0.086 **	0.49 ± 0.27
Solomons Island, MD	8577330	1938–2011	4.537 **	0.114 **	0.66 ± 0.18
Gloucester Point/Yorktown, VA	8637624/689	1951–2011	4.664 **	0.121 **	0.70 ± 0.21
Sewells Point, VA	8638610	1928–2011	4.996 **	0.093 **	0.62 ± 0.22
Kiptopeke, VA	8632200	1952–2011	3.670 **	0.048 *	0.38 ± 0.20
Wilmington, NC	8658120	1966–2011	1.473 **	0.007 ns	0.10 ± 0.23
Charleston, SC	8665530	1922–2011	2.504 **	0.003 ns	0.15 ± 0.21
Fort Pulaski, GA	8670870	1936–2011	2.853 **	−0.009 ns	0.13 ± 0.22
Fernandina Beach, FL	8720030	1939–2011	1.889 **	−0.045 ns	−0.06 ± 0.25
Mayport, FL	8720220/218	1929–2011	2.565 **	0.015 ns	0.19 ± 0.24
Key West, FL	8724580	1913–2011	2.295 **	−0.008 ns	0.11 ± 0.15

Par ailleurs, les analyses de l'évolution historique du pédoncule ainsi que des carottes sédimentaires localisées derrière le pédoncule du côté de la lagune permettent de confirmer qu'il n'y a pas eu de brèches dans le pédoncule depuis la formation du marais il y a 879 ans cal BP. Deux dépôts de tempête importants ont pu être datés. Le premier correspond à un lobe de débordement de tempête localisé du côté de la lagune derrière le pédoncule. La datation de plantes de marais dont la surface a été recouverte d'un mètre de sable a donné un âge de 143 ans cal BP (vers l'an 1807). Cet événement est aussi confirmé par la présence d'un lit de sable daté par les analyses de ^{210}plomb dans les carottes sédimentaires. Le deuxième événement a été daté avec des analyses de ^{210}plomb. La présence d'un lit de sable de quelques centimètres dans une carotte prélevée à partir de la partie supérieure du marais derrière le pédoncule a permis de constater un plateau dans le profil du ^{210}plomb vers 1967. L'analyse historique des archives relatant des événements de tempête qui ont provoqué des dommages sur la côte gaspésienne permet d'identifier que ce lit de sable est vraisemblablement associé à la tempête du 5 décembre 1968 (Bernatchez *et al.,* 2012).

Figure 7.8. Hausse projetée du niveau marin relatif de la presqu'île de Penouille pour 2050.

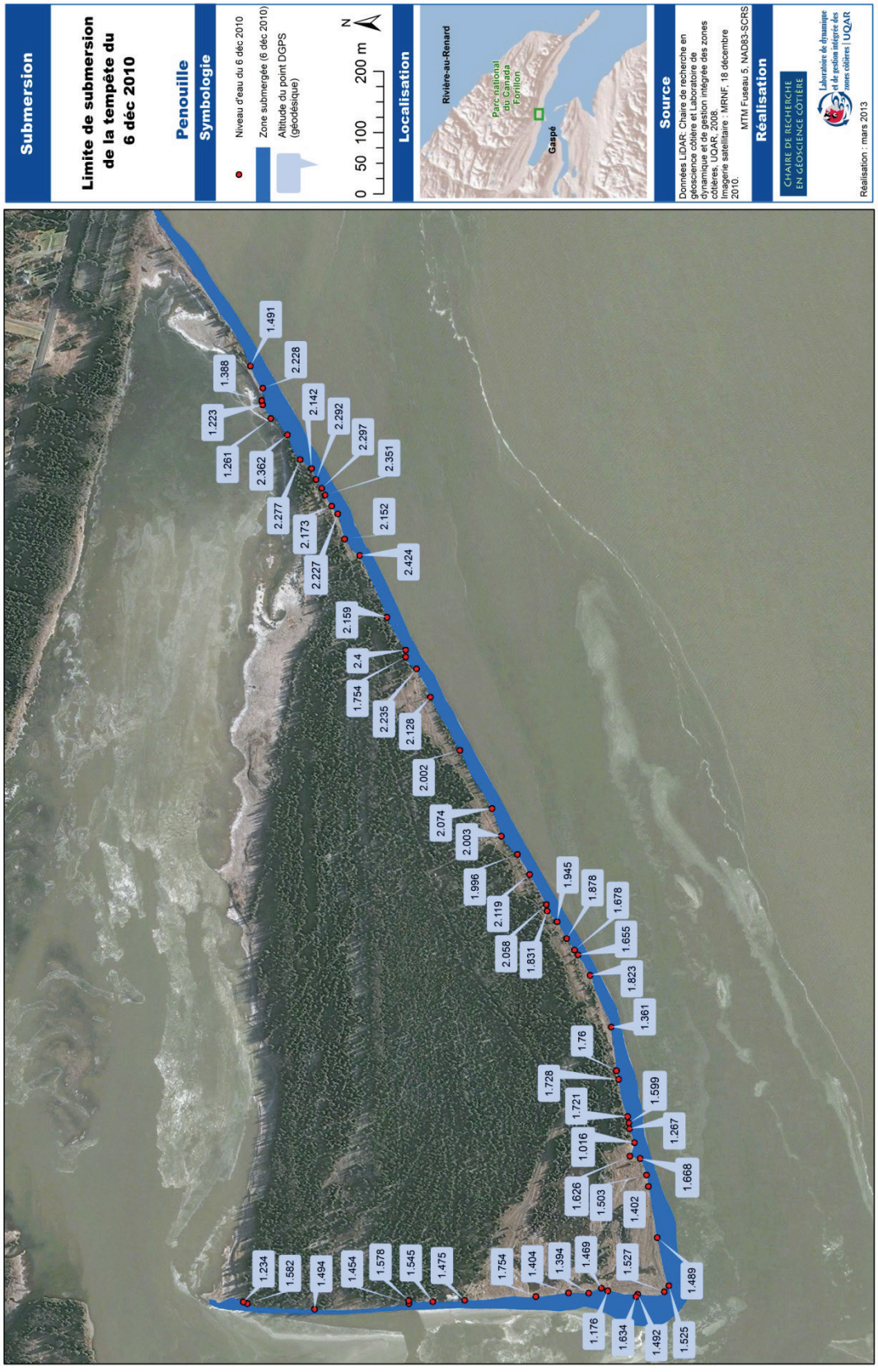


Figure 7.9. Niveaux altitudinaux atteints sur la presqu'île de Penouille lors de la tempête du 6 décembre 2010.

7.4 *Références*

Bernatchez, P. et Dubois, J.-M., 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime Laurentien. Géographie physique et Quaternaire, 58, pp. 45-71.

Bernatchez, P., Jolivet, Y., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Toubal, T. et 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. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2011, 49 p.

Bernatchez, P., Boucher-Brossard, G. et Sigouin-Cantin, M., 2012. Contribution des archives à l'étude des événements météorologiques et géomorphologiques causant des dommages aux côtes du Québec maritime et analyse des tendances, des fréquences et des temps de retour des conditions météo-marines extrêmes. Chaire de recherche en géoscience côtière, Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au ministère de la Sécurité publique du Québec, 140 p.

Bernatchez, P., Fraser, C., Friesinger, S., Jolivet, Y., Dugas, S., Drejza, S. et Morissette, A., 2008. Sensibilité des côtes et vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Consortium OURANOS et au FACC, 256 p.

Bernatchez, P., Friesinger, S., Denis, C. et Jolivet, Y., 2012. Géorisques côtiers, vulnérabilité et adaptation de la communauté d'Ekuanitshit dans un contexte de changements climatiques. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis au Conseil tribal Mamuitun et au Ministère des affaires autochtones et Développement du Nord Canada, 220 p.

Boon, J.D., 2012. Evidence of sea level acceleration at U.S. and Canadian tide stations, Atlantic Coast, North America. Journal of Coastal Research, 28(6), pp. 1437–1445

Church, J.A. et White, N.J., 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st Century. Survey Geophysic. DOI 10.1007/s10712-011-9119-1.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat), 2007. Climate change 2007: The physical science basis. Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.

Koohzare, A., Vanicek, P. et Santos, M., 2008. Compilation of the map of recent vertical crustal movements in eastern Canada using GIS, Journal of Surveying Engineering, ASCE, 132(4), pp. 160-167.

Nicholls, R.J. et Cazenave, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. Science, 328(5985), pp. 1517-1520.

Rahmstorf, S., Foster, G. et Cazenave, A., 2012. Comparing climate projections to observations up to 2011. Environmental Research Letters 7. doi:10.1088/1748-9326/7/4/044035.

R Core Team, 2008. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, [En ligne] Adresse URL : http://www.R-project.org.

Scherrer, B., 2009. Biostatistiques, Volume 2. Gaëtan Morin Éditeur, Montréal, 576 p.

Service hydrographique du Canada, Archives canadiennes des données sur les marées et niveaux d'eau. [En ligne] Adresse URL : http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/twl-mne/index-fra.htm (consultée en février 2013).

Vermeer, M. et Rahmstorf, S., 2009. Global sea level linked to global temperature. Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS), 22 décembre 2009, 106(51), pp. 21527-21532.

Chapitre 8

Recommandations sur les propositions d'aménagement de la presqu'île de Penouille

Basé sur l'ensemble des analyses réalisées depuis le début du projet, le chapitre 8 présente les principales recommandations concernant les propositions d'aménagement de la presqu'île de Penouille en fonction des contraintes associées à sa dynamique côtière et aux projections d'évolution côtière et de hausse du niveau de la mer sur un horizon temporel de 2050. Les nouvelles connaissances développées dans ce projet sont aussi abordées en fonction de leur potentiel pour alimenter le cadre d'interprétation et les activités éducatives du Parc national du Canada Forillon.

Pascal Bernatchez[1], Chantal Quintin[1], Urs Neumeier[2] et Christian Fraser[1]

[1]Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR

[2]Laboratoire de sédimentologie marine, ISMER-UQAR

8 Recommandations sur les propositions d'aménagement de la presqu'île de Penouille

8.1 *Introduction*

La presqu'île de Penouille est un des pôles d'attraction du Parc national du Canada Forillon (PNCF). La direction a décidé de mettre sur pied un projet d'aménagement du secteur pour bonifier l'expérience du visiteur et augmenter l'offre des activités éducatives. Ce projet implique la consolidation et la mise en place d'infrastructures à divers endroits sur la presqu'île de Penouille.

Le chapitre 8 répond au troisième objectif de ce projet de recherche qui vise à émettre des recommandations sur la localisation et le type d'infrastructures ainsi que l'utilisation de la péninsule qui auraient une interférence minimale sur la dynamique sédimentaire et l'écosystème côtier dans le contexte des changements climatiques. Les gestionnaires de Parcs Canada veulent par conséquent s'assurer de la pérennité des aménagements dans une perspective de développement durable. Deux avis ont été réalisés par l'équipe de l'UQAR pour les gestionnaires du parc entre 2011 et 2012 et de nombreux échanges sur des questions précises d'aménagement ont eu lieu tout au long de ce projet de recherche (Fraser *et al.,* 2011; Bernatchez *et al.,* 2012). En 2012-2013, l'analyse globale du système côtier a été complétée et a permis de préciser les recommandations sur l'aménagement, notamment au niveau des projections de l'évolution côtière et de la hausse du niveau marin pour l'horizon temporel de 2050. Ce chapitre collige donc l'information sur les contraintes du milieu et sur les recommandations finales reliées à l'aménagement de la presqu'île de Penouille. Des méthodes de suivi sont proposées afin d'évaluer les effets de la restauration et de l'implantation des infrastructures sur la dynamique côtière.

8.2 *Secteurs de contraintes à l'aménagement et recommandations sur les propositions d'aménagement d'infrastructures d'accès, de services et de mise en valeur*

L'ensemble des résultats de la présente étude confirme le caractère exceptionnel de la presqu'île de Penouille, tant au niveau de son origine et de son évolution géomorphologique que de la richesse de ses écosystèmes. L'utilisation du milieu à des fins récréatives et de mise en valeur peut entraîner des impacts sur la dynamique côtière et sur les écosystèmes fragiles si les aménagements et la localisation des infrastructures ne sont pas appropriés. Les recommandations qui suivent visent à minimiser les impacts des activités et des infrastructures sur la dynamique côtière en considérant toutes les contraintes du milieu. Le but est aussi d'assurer une utilisation des aménagements à long terme et de maintenir l'évolution naturelle du système côtier.

La presqu'île de Penouille est d'une stabilité étonnante comparativement à des systèmes côtiers similaires. Elle renferme de nombreux potentiels liés à la mise en valeur du milieu, mais présente aussi des contraintes pour l'aménagement. Les principales contraintes proviennent de la sensibilité du milieu face aux processus côtiers et aux perturbations anthropiques. D'après les connaissances acquises sur la dynamique côtière ainsi que les résultats des projections de la ligne de rivage et de hausse du niveau marin, quatre secteurs présentent des contraintes importantes pour l'aménagement et nécessitent de par leur sensibilité certaines prescriptions : le pédoncule, la façcade littorale orientée nord-sud, la pointe sud et l'entrée de la lagune (Figure 8.1). Ces quatre secteurs correspondent aussi aux principaux sites visés par le nouveau concept d'aménagement proposé pour la presqu'île de Penouille (Figure 8.2). Nous présentons pour chacun des secteurs les contraintes puis les recommandations liées aux aménagements proposés.

Figure 8.1. Secteurs identifiés selon l'analyse de la dynamique côtière passée, actuelle et future présentant des contraintes pour l'aménagement d'infrastructures d'accès, de services et de mise en valeur de la presqu'île de Penouille.

Figure 8.2. Concept d'aménagement de la presqu'île de Penouille proposé par les gestionnaires de Parcs Canada (tirée de Ste-Croix, 2013).

8.2.1 Le pédoncule

Contraintes à l'aménagement

Malgré son étonnante stabilité au fil des décennies, le pédoncule reste vulnérable aux événements de tempête, tel que celui survenu le 6 décembre 2010 (Figure 8.3.). Les forts reculs enregistrés lors de cette tempête et lors de celle de 1983 sont associés à des niveaux d'eau exceptionnellement élevés ainsi qu'à des vagues de forte énergie. Ces événements ont occasionné des dommages importants à la route d'accès, notamment pour les 500 premiers mètres. Deux autres tempêtes majeures ont aussi été identifiées, l'une en 1968 et l'autre au début du 19^{e} siècle. Même si certaines de ces tempêtes ont provoqué la formation de lobes de débordement atteignant parfois la bordure du marais, les analyses sédimentologiques réalisées derrière le pédoncule, du côté lagune, indiquent qu'il n'y pas eu de brèches dans le pédoncule depuis sa formation il y a au moins 900 ans BP. Les tempêtes entraînent tout de même un recul de la ligne de rivage et une érosion de la plage. Cette dernière se recharge naturellement en moins d'un an après une tempête, particulièrement lors de la saison estivale où l'énergie des vagues est réduite. Cet engraissement de la plage permet ensuite au haut de plage de se revégétaliser et à la ligne de rivage de prograder et de retrouver parfois sa position initiale pré-tempête. Ce schéma d'évolution associé aux vagues de tempête et le maintien de cet équilibre implique la conservation d'un espace de liberté pour permettre au système de migrer lors de tempête et de se rééquilibrer à la suite de leur passage. Pour ce faire, l'interaction avec des infrastructures doit être très limitée, voir inexistante.

La présence de cordons sableux sur le bas estran assure non seulement un apport sédimentaire proximal qui contribue au maintien de l'équilibre sur le haut estran, mais permet aussi d'atténuer l'énergie des vagues et de procurer une certaine protection à la côte. Lors d'événements de tempête, les cordons migrent vers la côte et alimentent directement la plage. Deux facteurs ont cependant pour effets d'augmenter l'érosion et de limiter l'accumulation dans le secteur du pédoncule. Le premier est l'enlèvement des débris ligneux suite aux tempêtes. Les laisses de tempête offrent une protection contre les vagues et favorisent l'accumulation des sédiments transportés par les processus éoliens et la dérive littorale. Dans cette circonstance, l'enlèvement des débris laisse les plages à nu et soumise à différents processus érosifs. Le deuxième est la présence du dépôt compacté et asphalté de la route qui, jumelé aux sacs de sable

mis en place sur le haut de plage par le passé pour contrer l'érosion, a eu pour effet d'augmenter la réflexivité de la côte et de réduire l'ensablement.

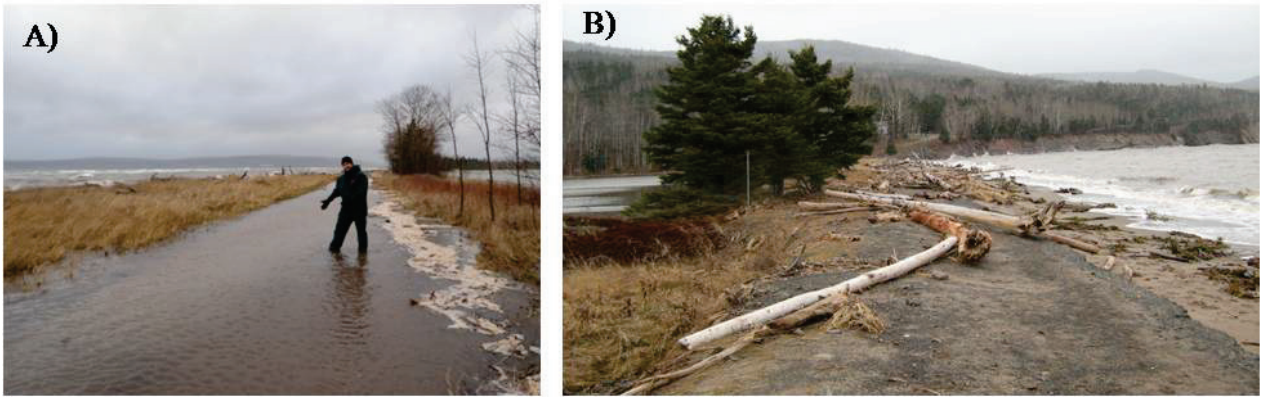


Figure 8.3. Submersion de la route d'accès lors de la tempête (A) et dommages occasionnés par la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage est-ouest à Penouille (B) (PNCF, 2010).

Les projections de l'évolution de la ligne de rivage sur un horizon de 2050 dans le secteur du pédoncule montrent que les 200 premiers mètres seraient en accumulation de 3 à 9 m. Le pédoncule bénéficie d'une certaine protection en raison de l'atténuation des vagues sur la plate-forme rocheuse et sur le cordon sableux de bas estran. D'après les résultats des analyses, les apports sédimentaires seront suffisants pour maintenir la stabilité et même engendrer l'avancée de la ligne de rivage. Selon les projections, les 300 mètres suivants reculeraient entre 2 et 18 m par rapport à la ligne de rivage tracée en 2010 (Figure 8.4). Ce scénario indique clairement que le tracé actuel de la route d'accès est situé dans la zone d'érosion, ce qui en fait la zone de contrainte la plus sévère.

Tel qu'expliqué au chapitre 7, ce scénario projette les conditions mesurées de 1993 à 2010 sur un horizon de 2050. Durant cette période, la presqu'île de Penouille évolue dans son ensemble selon une dynamique naturelle et les perturbations anthropiques sont localisées sur une étendue restreinte au niveau du pédoncule. Ces conditions récentes intègrent les effets de l'artificialité de la route, le piétinement de la végétation et l'enlèvement systématique des laisses de tempêtes. Il est important de noter que si ces perturbations sont minimisées ou cessent dans le futur, on peut envisager un recul moindre et donc une ligne de rivage plus rectiligne. Dans le même esprit, le scénario de submersion en 2050 indique une inondation quasi complète du pédoncule (Figure 8.4). Toutefois, le patron de submersion pourrait se modifier selon l'aggradation sédimentaire sur

la haute plage et l'arrière-plage lors des événements de tempête. Il est ainsi possible que l'apport sédimentaire sur le pédoncule (lobes de tempêtes) compense en hauteur, du moins en partie, la hausse du niveau marin relatif et limite l'étendue de la submersion. Ce secteur demeurera tout de même vulnérable à la submersion lors de tempêtes.

Figure 8.4. Projections de la ligne de rivage et du niveau marin relatif pour 2050 pour le secteur du pédoncule.

Recommandations sur les propositions d'aménagement

Au cours des 15 dernières années, des travaux récurrents d'entretien ont été réalisés sur la route d'accès au niveau du pédoncule en raison des dommages occasionnés lors de tempêtes. Des travaux de stabilisation ont aussi été effectués pour protéger la route, mais les résultats escomptés n'ont pas été atteints. De plus, ces travaux ont eu des répercussions négatives sur la dynamique sédimentaire de la plage. En raison de cette problématique d'érosion et de submersion côtières et de l'enjeu associé au maintien de l'accès universel de la presqu'île de Penouille, les gestionnaires de Parcs Canada ont proposé l'aménagement d'une passerelle sur pilotis en pieux vissés au

niveau du segment du pédoncule qui est le plus vulnérable aux aléas côtiers. Cette passerelle donnerait un accès à une navette électrique, aux vélos et aux piétons. Une passerelle d'une longueur de 300 m avait d'abord été proposée. Après une analyse détaillée de la dynamique du milieu, c'est plutôt l'aménagement d'une passerelle sur les 600 premiers mètres du pédoncule qui est recommandé. Trois tracés ont été proposés en septembre 2012 à l'équipe de recherche de l'UQAR afin d'identifier celui qui est le plus approprié considérant la dynamique de l'écosystème côtier (Figure 8.5). À la lumière des projections de l'évolution de la ligne de rivage et de la hausse appréhendée du niveau marin, le tracé le plus éloigné de la plage est fortement recommandé. Ce tracé devrait permettre un espace de liberté suffisant afin d'éviter l'interférence des structures sur la dynamique côtière. La bande résiduelle entre les structures de la passerelle et la ligne de rivage devrait aussi permettre d'éviter l'affouillement à la base de la structure. Il est cependant probable avec la hausse du niveau marin que lors de tempêtes exceptionnelles, des lobes de débordement puissent atteindre la base de la passerelle et que même à l'occasion des troncs d'arbre puissent engendrer des dommages. Toutefois ces dommages potentiels seront minimes comparativement à la situation actuelle de la route, qui engendre également des impacts environnementaux plus sévères. Bien que ce nouveau tracé soit situé en bordure du marais, il assurera une meilleure intégrité écologique de l'écosystème côtier que l'emplacement de la route actuelle. Dans cette perspective, il est recommandé de restaurer et de naturaliser le segment de route qui sera abandonné. Nous recommandons les éléments suivants :

- Retirer l'asphalte afin de réduire la réflectivité de la ligne de rivage et augmenter la rétention du sable.
- Ameublir les matériaux compactés sous la route et effectuer une recharge localisée afin de faciliter l'implantation de la végétation.
- Revégétaliser et renaturaliser le haut de plage et l'arrière-plage dans les zones d'érosion ainsi que dans le secteur des travaux réalisés pour la mise en place de la passerelle.
- Aménager des accès à la plage afin de concentrer la circulation des visiteurs et ainsi éviter le piétinement de la végétation. Quelques panneaux explicatifs seraient aussi appropriés pour sensibiliser les visiteurs à l'importance de la végétation et des débris de tempête.
- Éviter l'enlèvement des débris de tempête sur la plage. Les laisses de tempête, notamment les débris ligneux, favorisent un ensablement naturel de la plage et jouent ainsi un rôle protecteur contre les vagues de tempêtes.
- Conserver les lobes de débordements de tempête puisqu'ils vont permettre au cordon formant le pédoncule de s'élever avec la hausse du niveau marin.

- Éviter toute tranchée ou intervention humaine qui pourrait favoriser une brèche sur le pédoncule. Il y a des trous de nature anthropique en bordure de la route qui devraient être remblayés avec du sable moyen à grossier.
- Éviter toute implantation de structure de protection rigide.
- Éviter l'implantation d'épis perpendiculaires à la côte. Les épis auraient pour effet de capter du sable vis-à-vis et en amont de la structure et de créer un déficit en aval, modifiant ainsi le tracé de la ligne de rivage.

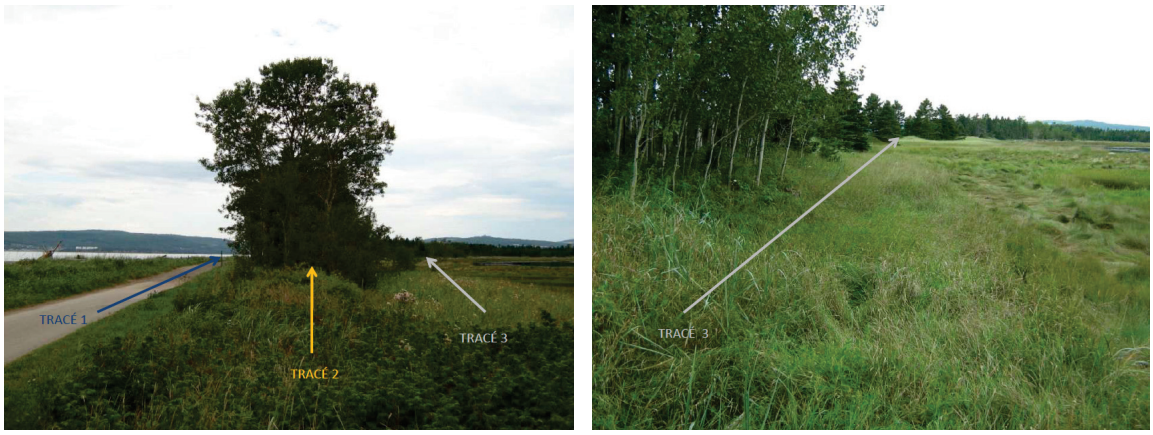


Figure 8.5. Tracé numéro 3 recommandé par l'équipe de recherche de l'UQAR à partir des tracés proposés par les gestionnaires de Parcs Canada en septembre 2012 (Neumeier, 2012).

Les dommages à la route d'accès occasionnés par la tempête du 6 décembre 2010 ont interrompu le service de navette qui permettait aux visiteurs de se rendre à la plage nord-sud où est situé le bâtiment de services pour les activités liées à la plage et à la baignade. À l'été 2011, les activités de baignade se sont donc concentrées sur la plage du pédoncule (Figure 8.6). La proximité du bâtiment d'accueil et la présence de cordons sableux sur le bas estran semblent attirer les visiteurs dans ce secteur. Les gestionnaires du parc désirent développer une zone de baignade à cet endroit tout en maintenant l'accès au pédoncule.

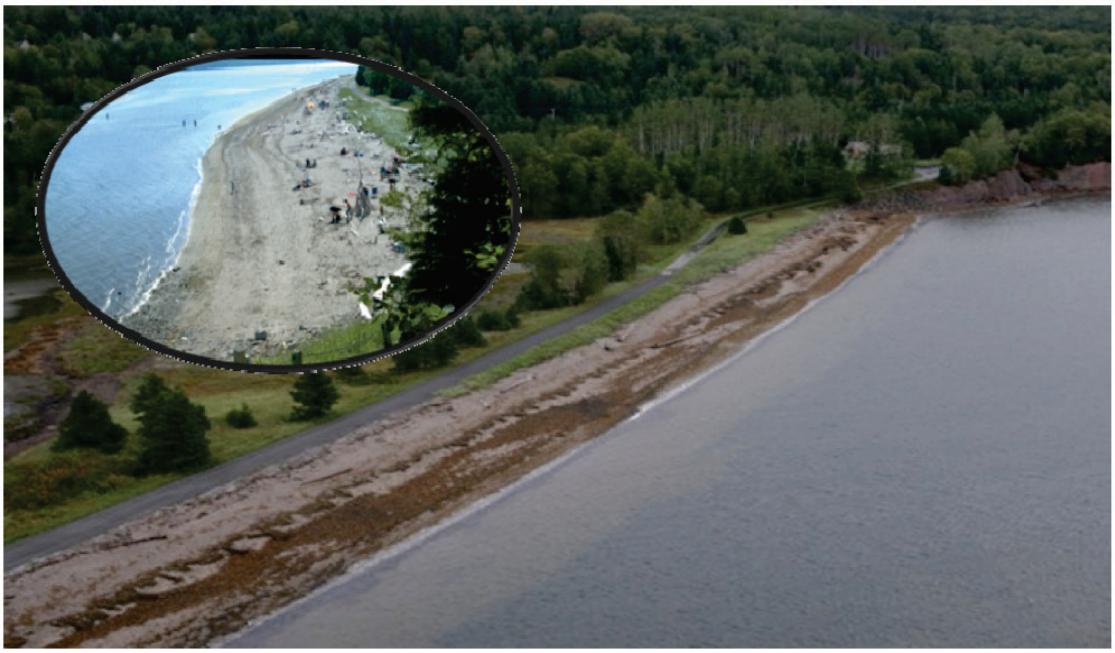


Figure 8.6. Concentration des visiteurs à l'été 2011 dans le secteur du pédoncule.

Lors de l'atelier de mars 2013, les gestionnaires de Parcs Canada voulaient connaître l'avis de l'équipe de recherche de l'UQAR sur la meilleure méthode pour enlever les algues échouées sur la plage. Le programme de mise en valeur prévoit l'aménagement d'une zone de baignade dans le secteur du pédoncule, endroit où l'on retrouve une bonne quantité de zostère et d'algues échouées à certains moments durant la période estivale (Figure 8.7). Aucune solution idéale n'a encore été identifiée. Voici tout de même quelques pistes de réflexion.

La présence d'algues et de zostère échouées à cet endroit n'est pas étonnante, car c'est une zone naturelle d'accumulation. Elles s'accumulent sporadiquement et sont ensuite emportées lors des hautes marées subséquentes. Les débris de tempête et les algues jouent un rôle protecteur contre les vagues et favorisent l'accumulation de sédiments transportés par le vent et la dérive littorale. À certains endroits au Québec et durant la période touristique, les algues sont enlevées pour rendre les plages plus attrayantes. Bien souvent les techniques utilisées contribuent à fragiliser la plage en enlevant du même coup une quantité de sable. La méthode manuelle demeure la solution présentant le moins d'impact puisqu'elle permet de limiter la quantité de sédiments prélevés. Il est ainsi suggéré de ne pas enlever ces dépôts ou du moins, de les enlever seulement lors de la saison estivale qui correspond à la période d'achalandage. De plus, cette

intervention devrait être réalisée sur une portion restreinte. Dans le secteur de la route d'accès qui est actuellement menacée, c'est-à-dire les 300 derniers mètres, l'énergie des vagues à la côte est plus importante et ne permet pas aux débris organiques de se déposer sur la plage. Un déplacement de la zone de baignade dans ce secteur pourrait être considéré. De plus, des activités pour sensibiliser les visiteurs à l'importance que joue l'accumulation des algues sur la plage sont suggérées. Finalement, une analyse des images récoltées par les caméras de suivi est recommandée afin de connaitre la fréquence et l'étendue de l'accumulation d'algues dans ce secteur. Les résultats pourront orienter le type d'interventions.

Figure 8.7. Accumulation d'algues dans le secteur du pédoncule à l'été 2011.

Enfin, pour permettre l'offre d'activités récréatives, les gestionnaires de Parcs Canada désirent aménager un bâtiment près de l'aire de baignade et en bordure de la passerelle notamment pour la location de vélo. Comme nous l'avons indiqué lors d'un avis réalisé en 2012 (Bernatchez *et al.,* 2012), le site le plus propice à l'aménagement de ce type de bâtiment est localisé immédiatement au pied de la descente, derrière le pédoncule du côté du marais (Figure

8.8). Ce secteur boisé est localisé au-delà de la cote de submersion. Il est aussi situé vis-à-vis du segment où une légère accumulation et avancée de la côte est anticipée en 2050. Ce site ne serait donc pas à risque d'érosion et de submersion pour l'horizon 2050. Il est toutefois recommandé de limiter la coupe d'arbres afin d'assurer un écran visuel et de minimiser les effets sur la faune aviaire.

Figure 8.8. Localisation du site recommandé pour l'implantation d'un bâtiment de services.

8.2.2 La façade littorale orientée nord-sud

Contraintes à l'aménagement

La façade littorale orientée nord-sud comprend une côte active à semi-active où l'on peut observer une microfalaise vive. Bien que ce secteur ne soit pas exposé de manière aussi importante aux vagues de tempête comparativement au littoral est-ouest, l'analyse historique de la ligne de rivage révèle un recul constant mais de faible ampleur. Les événements de haut niveau d'eau touchent la base des infrastructures occasionnant des dommages (Figure 8.9). Les vents dominants de l'ouest sont responsables de la formation des vagues et de l'érosion de la microfalaise dans ce secteur. La présence d'un muret devant le bâtiment de services semble avoir favorisé le maintien d'une plage étroite dans les années 80-90. Malgré le démantèlement du

muret, l'équilibre de la plage devant le bâtiment de services demeure précaire puisqu'aucune haute plage ne s'est formée. Ce secteur présente aussi le plus faible indice de bilan sédimentaire des plages de la presqu'île de Penouille. La disponibilité sédimentaire de la plage de ce secteur est donc faible, ce qui réduit la fonction de la plage d'atténuer l'énergie des vagues et augmente leur capacité à éroder la côte. De plus, les visiteurs piétinent la végétation pour accéder à la plage, occasionnant des brèches dans la microfalaise la rendant ainsi encore plus vulnérable aux assauts des processus côtiers.

Figure 8.9. Effet de la tempête du 6 décembre 2010 dans le secteur de la plage nord-sud. Niveau d'eau élevé lors de la tempête (A) et dommages aux infrastructures du parc (B) (LDGIZC, 2010).

Les projections de la ligne de rivage en 2050 montrent un recul variant entre 3 et 12 m par rapport à la ligne de rivage tracée en 2010 (Figure 8.10), ce qui englobe la quasi-totalité de l'emplacement actuel du bâtiment de services. Le scénario de submersion en 2050 indique aussi que l'emplacement actuel du bâtiment de services sera submergé (Figure 8.10). Cependant, pour l'ensemble du secteur boisé, la submersion ne sera pas possible au-delà de la microfalaise d'érosion car les terrains sont plus élevés comparativement à la partie non boisée au sud.

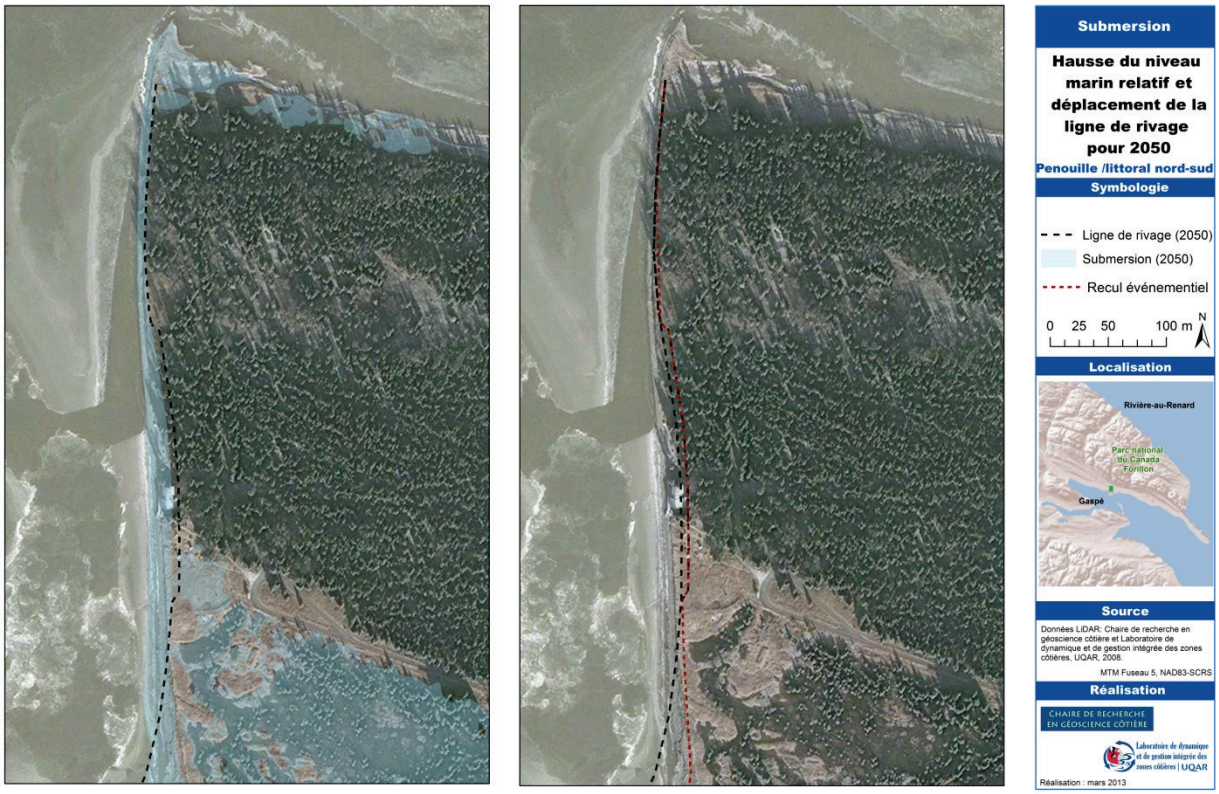


Figure 8.10. Projections de la ligne de rivage et du niveau marin relatif pour 2050 sur le secteur de la façade littorale nord-sud.

Recommandations sur les propositions d'aménagement

L'emplacement actuel du bâtiment de services sur la façade littorale orientée nord-sud permettait aux visiteurs de bénéficier de services tout en ayant accès à une plage abritée des vents provenant du sud et du sud-est. Les niveaux d'eau élevés lors de tempête ont endommagé le bâtiment si bien que la partie avant n'est plus accessible. Les escaliers permettant d'avoir accès à la plage ne sont également plus fonctionnels. L'implantation de structures de protection rigides occasionnerait dans un premier temps des perturbations sur la plage et sur les côtes adjacentes et dans un deuxième temps engendrerait un irritant visuel important. Il ne fait aucun doute qu'une relocalisation du bâtiment est la meilleure solution. Le nouvel emplacement du bâtiment devrait donc être situé en dehors des zones d'érosion et de submersion projetées (Figure 8.10). Le secteur en bordure du boisée et de la boucle de rebroussement nous semble l'endroit le plus propice pour accueillir un bâtiment de services. Toutefois, si la relocalisation du bâtiment est envisagée dans la zone de submersion, des mesures d'immunisation devraient être prises notamment pour surélever

le bâtiment au-delà de la cote de submersion. Il faut cependant réaliser que les terrains adjacents au bâtiment risquent d'être occasionnellement submergés lors des tempêtes.

Bien qu'une aire de baignade soit proposée dans le secteur du pédoncule, la façade nord-sud maintiendra encore certainement un flot important de visiteurs. Des accès à la plage bien balisés devraient être envisagés et réaménagés afin de réduire le piétinement de la végétation.

8.2.3 La pointe sud

Contraintes à l'aménagement

La pointe sud a connu au cours des 62 dernières années une alternance de forts reculs et de fortes avancées de la ligne de rivage. Cette alternance de fortes valeurs enregistrées est associée à la présence de structures perpendiculaires à la côte entre 1948 et 1970 et de leurs démantèlements à partir de 1970. La présence d'un quai dans ce secteur sur la photographie de 1948 et son démantèlement avant 1970 a provoqué un apport important en sédiment en aval de la structure occasionnant un comblement de l'anse présente en 1948 (Figure 8.11).

Les projections côtières de la ligne de rivage sur un horizon de 2050 montrent une avancée moyenne de 18 m par rapport à la ligne de rivage tracée en 2010 (Figure 8.12). C'est plutôt la submersion qui est la principale contrainte de ce secteur. Le scénario de hausse du niveau marin relatif en 2050 indique que la pointe sud correspond au secteur de la presqu'île de Penouille le plus vulnérable à la submersion (Figure 8.12). La vulnérabilité sera étroitement liée à la capacité de la dune bordière de s'élever verticalement selon le rythme de la hausse du niveau de la mer. Toutefois, si l'accrétion verticale n'est pas suffisante, ce milieu va être submergé régulièrement lors des tempêtes. Il est important de noter que même avec le maintien de la dune bordière, la superficie du milieu humide déjà existant devrait s'accroître, car le niveau de la nappe phréatique augmentera en concordance avec la hausse du niveau marin par pression hydrostatique.

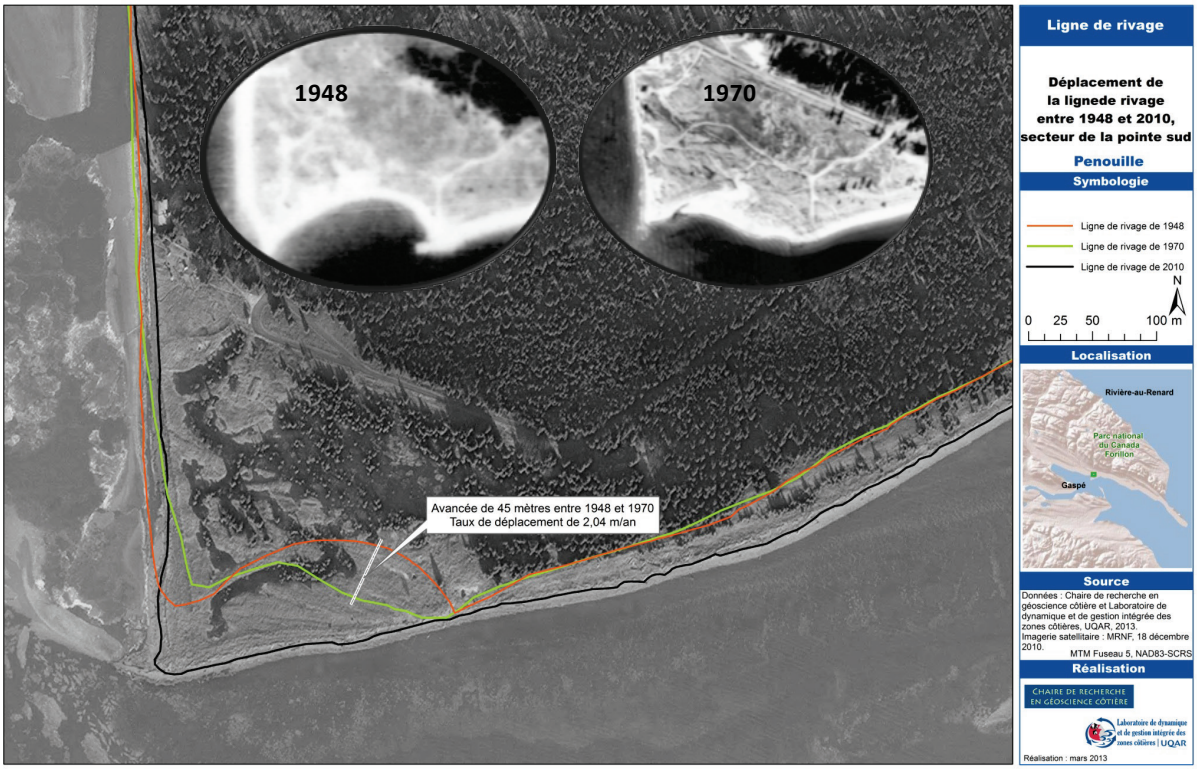


Figure 8.11. Comblement de l'anse sur la pointe sud suite au démantèlement du quai avant 1970.

Figure 8.12. Projection de la ligne de rivage et du niveau marin relatif pour 2050 sur la pointe sud.

Recommandations sur les propositions d'aménagement

Un concept d'accès à la mer et d'infrastructure d'accueil est déjà en application sur la pointe sud. L'avis réalisé par l'équipe de recherche en 2012 (Bernatchez *et al.*2012) proposait cet emplacement pour ce type d'accès. Les nouvelles connaissances acquises depuis 2012 confirment cet avis. En effet, ce secteur offre la profondeur d'eau la plus élevée du système à proximité de la plage, facilitant ainsi la navigation et l'aménagement d'un quai.

Afin de réduire l'impact d'une structure perpendiculaire à la côte sur la dynamique naturelle de Penouille, tel qu'il a été démontré par l'analyse historique, il est recommandé d'aménager un quai flottant temporaire. Les effets de ce type de quai seraient négligeables sur le transit sédimentaire contrairement à une structure massive permanente. De plus, cette dernière aurait pour effet de bloquer les sédiments en transit par la dérive littorale et engendrerait un déficit sédimentaire en aval de la structure. L'option d'un quai flottant temporaire permet également d'enlever la structure durant l'automne et l'hiver évitant ainsi des dommages qui pourraient être occasionnés par des tempêtes et l'activité glacielle. Toutefois, une telle structure ne protégerait que peu les embarcations contre les vagues venant du large.

L'option du quai flottant a été retenue par les gestionnaires de Parcs Canada et la passerelle d'accès a été construite en 2012. L'équipe du parc s'affaire actuellement à la logistique entourant la mobilité des deux sections de la rampe d'accès. Tel que discuté à l'atelier réalisé en mars 2013, nous suggérons d'éviter l'utilisation de machinerie lourde de façon saisonnière pour le déplacement des deux sections. Un mécanisme de poulie pourrait permettre le glissement du premier ponton sur la passerelle en évitant toute perturbation des terrains adjacents. Le ponton situé sur la plage pourrait être transporté par bateau à la marina de Gaspé en même temps que les pontons du quai flottant. Un levier sur roues permettrait de déplacer la rampe sur le quai flottant. Cet aspect reste à être développé. Toutefois, comme la pointe sud est fortement vulnérable à la submersion et que cette vulnérabilité est étroitement liée au rôle que joue la dune bordière (Figure 8.13), il est recommandé d'éviter toute dégradation de ces dunes. L'aménagement de la passerelle afin de concentrer la circulation des visiteurs et éviter la circulation de véhicules motorisés lors des travaux est fortement conseillé.

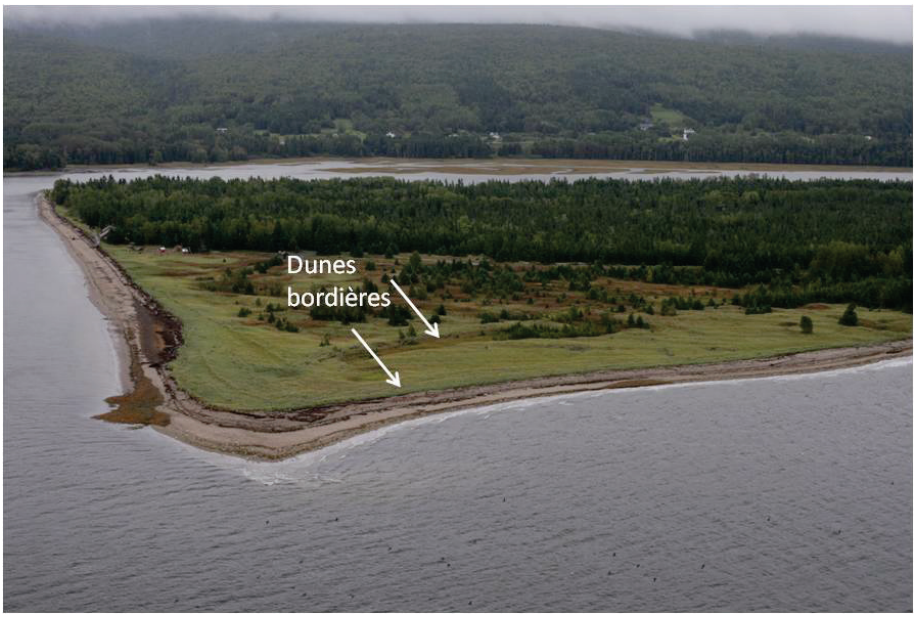


Figure 8.13. Dunes bordières situées sur la pointe sud.

8.2.4 Entrée de la lagune

Recommandations sur les propositions d'aménagement

Les gestionnaires de Parcs Canada voudraient remplacer la conduite d'eau temporaire, qui part du ruisseau Ascah et traverse la passe de la lagune à son endroit le plus étroit. Actuellement la conduite d'eau temporaire, pour alimenter le bâtiment de services en eau douce, est enlevée chaque hiver. La conduite d'eau temporaire serait remplacé par une conduite d'eau permanente consistant en un tuyau de 2,5 pouces de diamètre extérieur suivant le même trajet.

La présence de la conduite permanente elle-même ne provoquera pas de grandes interférences sur les courants ni sur le transport sédimentaire à travers la passe, à peine plus que la conduite temporaire actuelle. Elle ne devrait donc pas poser de problème significatif pour la dynamique naturelle du marais de Penouille. Pour minimiser les interférences, il serait avantageux d'enfouir la conduite d'environ 10-30 cm dans le sable dans la zone intertidale.

Par contre, les points d'attaches et les lests nécessaires au maintien du tuyau pourraient représenter de plus grandes protubérances dans la colonne d'eau que la conduite elle-même. Il sera donc important qu'ils ne perturbent pas plus le courant que l'installation temporaire actuelle.

Les points d'attaches entravant les glaces flottantes pourraient rendre plus problématique la saison hivernale. D'une part, il est important que les glaces flottantes puissent se déplacer naturellement à travers la passe. En effet, elles transportent sédiments, végétaux avec racines et fragments organiques, et la période d'englacement de la lagune pourrait être artificiellement prolongée si les glaces ne peuvent pas sortir de la lagune. Il est donc essentiel que les points d'attaches permanents dans la partie profonde de la passe ne soient pas des piquets atteignant la surface de l'eau, ils doivent donc être différents de ceux utilisés actuellement pour la conduite temporaire.

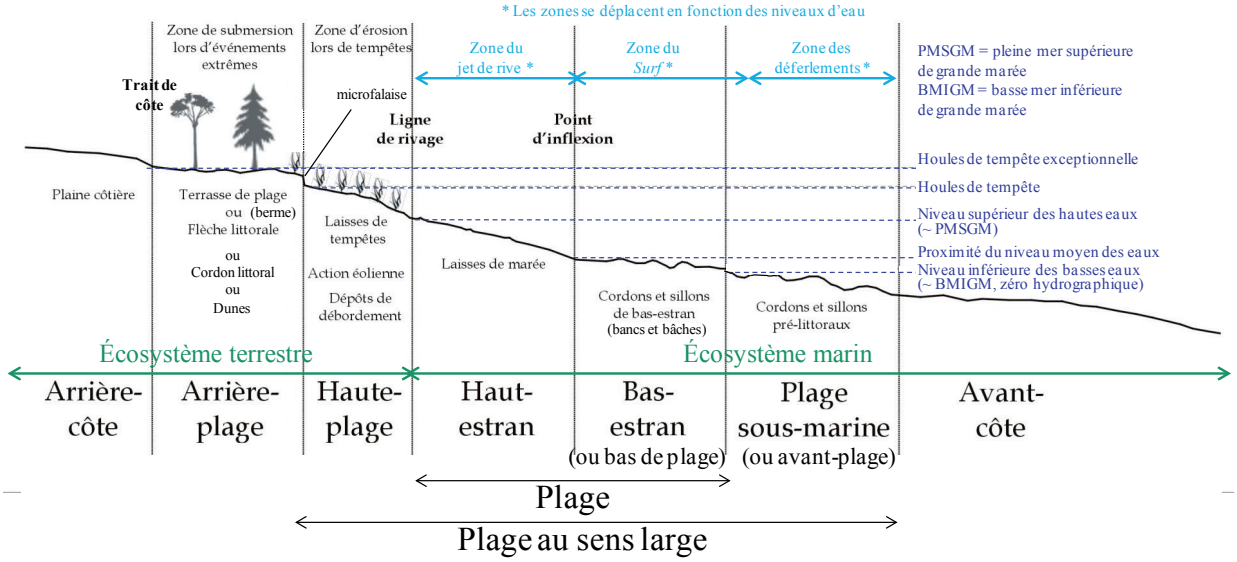
D'autre part, les glaces flottantes ont une capacité de transport et de destruction considérable, et le principal risque pour une conduite permanente (et pour ses points d'attache) est d'être endommagée par les radeaux de glace lors du dégel au printemps. La méthode de protection la plus simple est d'enfouir la conduite d'au moins 20 cm sur la plus grande partie de son parcours intertidal (comme déjà suggéré ci-dessous) et d'avoir des points d'attache profondément ancrés dans le sédiment et offrant peu d'emprise à la glace.

Une alternative à la conduite permanente à travers la passe serait un puits sur la presqu'île. La présence de sédiments granulaires deltaïques sous la presqu'île de Penouille offre un potentiel pour l'établissement d'un aquifère. Une évaluation du potentiel en eau sous-terraine sur la presqu'île de Penouille devrait être effectuée. Le puits ne doit pas être trop près des rivages. Plus important, en cas de surprélèvement d'eau douce, la nappe phréatique risque d'être épuisée en été, ce qui entrainerait l'arrivée d'eau saumâtre ou salée et la salinisation des sols. Il faudrait donc bien estimer la capacité de renouvellement de la nappe phréatique en lien aussi avec la hausse appréhendée du niveau marin.

8.3 *Méthodes de suivi proposées*

Afin d'évaluer les impacts de la mise en place de nouvelles infrastructures sur l'écosystème côtier et de l'efficacité des activités de restauration de la dynamique naturelle du milieu, il est important de mettre en place des mesures de suivi. Beaucoup d'efforts ont été investis durant les dernières années pour assurer un suivi côtier et il est souhaitable de le

poursuivre à plus long terme. Un programme de surveillance de l'intégrité écologique de l'écosystème côtier a déjà été proposé notamment pour le Parc national du Canada Forillon (Bernatchez, 2008). Ce programme proposait deux principaux indicateurs, soit le bilan de l'évolution côtière et la géodiversité des habitats côtiers, qui sont toujours pertinents pour suivre les effets qu'auront les futurs aménagements sur la dynamique naturelle. Le bilan de l'évolution côtière était quantifié à partir du déplacement de la ligne de rivage et de la largeur des plages alors que la géodiversité des habitats était réalisé à partir de l'évolution de la superficie totale de chaque habitat et de la texture des substrats de la surface de ces habitats. Le principal défi soulevé pour le suivi réside dans la détermination d'un niveau de référence et que ce niveau reflète bien la variabilité naturelle des mesures et des indicateurs proposés. Or, les nombreuses données acquises dans le cadre de cette recherche viennent combler la principale lacune qui avait été soulevée pour l'établissement d'un niveau de référence pour le suivi côtier, soit l'absence de données exhaustives sur l'évolution historique du système côtier (Bernatchez, 2008). Une approche avait été proposée à Parcs Canada en 2007 (Bernatchez et Quintin, 2007; Leclerc *et al.,* 2007). Elle montre l'importance d'intégrer une partie de l'écosystème terrestre et marin pour l'étude de la dynamique des écosystèmes côtiers. La figure 8.14 présente la segmentation de la zone côtière à préconiser pour l'établissement d'un système de suivi. Étant donné que la ligne de rivage n'est pas statique, surtout dans un contexte de changement climatique, la zone de suivi s'étend du côté terrestre à la limite des houles de tempête exceptionnelle et du côté marin, vu l'importance des cordons de bas estran sur la presqu'île de Penouille, à la limite de la basse mer inférieure de grande marée. Cette segmentation permet d'inclure la plupart des formes et des processus influençant l'écosystème côtier.



D'après Guilcher, 1954 ; Dubois, 1979 ; Bird, 2000 ; Davis & Fitzgerald, 2004 ; Daigle *et al.*, 2006 : Bernatchez & Quintin, 2007.

Figure 8.14. Division de l'écosystème côtier.

À la lumière des nouvelles connaissances acquises, des propositions d'aménagements et des recommandations effectuées pour assurer un développement durable de la presqu'île de Penouille, nous proposons de maintenir certaines mesures et identifions de nouveaux indicateurs qui devraient être suivis (Tableau 8.1). Toutefois, une attention particulière doit être portée aux secteurs ayant des contraintes pour l'aménagement d'infrastructures identifiées dans la section précédente. Dans ce cas-ci, la plage, le marais, les cordons sableux de bas estran ainsi que la haute plage et l'arrière-plage dans le secteur du pédoncule et de la pointe sud devraient être suivis régulièrement à l'aide des techniques proposées.

Tableau 8.1. Techniques de suivi proposées.

Segmentation côtière	***Technique***			***Méthode***	***Indicateur***
	Relevé aéroporté*	***Relevé sur le terrain*****	***Relevé en temps réel******		
Écosystème marin et terrestre	X (nécessite moins d'une journée de vol lors de marée basse de vives-eaux)			Cartographie surfacique Modèle numérique de terrain	Bilan de la superficie des habitats (perte/gain) Indice du bilan sédimentaire
			X (nécessite la récolte des données aux trois mois)	Caméra de suivi Pyranomètre (falaise) Tige thermique (falaise)	Climat des vagues Glace littorale Processus d'érosion et moment de recul
Plage au sens large		X (nécessite 2-3 jours pour l'ensemble des profils)		Profil de plage au DGPS	Indice du bilan sédimentaire Variation de l'altitude Taux d'érosion et d'accrétion verticale
Haute plage et arrière-plage (pédoncule et pointe sud)		X (nécessite 1-2 jours pour ces secteurs)		Profil de plage au DGPS	Variation de l'altitude Taux d'érosion et d'accrétion verticale
Marais		X (nécessite 1-2 jours)		Plaque à sédiment	Taux d'érosion/d'accrétion verticale
Ligne de rivage	X			Cartographie linéaire	Taux de déplacement (m/an)
		X (nécessite 1 jour)		Profil de plage au DGPS Piquet repère	Indice du bilan sédimentaire Variation de l'altitude Taux d'érosion et d'accrétion verticale Taux de déplacement (m/an)

*Fréquence du suivi aux 5 ans

**Fréquence du suivi saisonnier, annuellement ou à la suite des événements de tempête

***Fréquence en continu

Selon la technique utilisée, les mesures de suivi proposées sont divisées en trois groupes, permettant ainsi de couvrir l'ensemble des processus côtiers : 1) relevé aéroporté 2) relevé sur le terrain et 3) relevé en temps réel.

8.3.1 Relevé aéroporté

Le relevé aéroporté consiste à acquérir des images verticales (orthophotographie ou photographie aérienne) et des données topographiques (LiDAR) du secteur à l'étude. Ces données sont par la suite intégrées dans un système d'information géographique (SIG). Puis, une cartographie des ensembles sédimentaires, des formes géomorphologiques, du trait de côte, de la ligne de rivage et des habitats peut être réalisée. Ces données permettent aussi de délimiter les limites de la végétation. Les variations des valeurs obtenues du LiDAR sont utilisées pour générer des modèles numériques de terrain. En milieu côtier, cet outil permet de délimiter les zones de submersion, d'évaluer la topographie des formes géomorphologiques et de quantifier les zones d'accumulation et de déficit sédimentaire. La réalisation d'un relevé aéroporté tous les cinq ans pour une région donnée permet de quantifier le bilan sédimentaire et les modifications géomorphologiques des écosystèmes côtiers, par exemple d'évaluer les gains et les pertes de la superficie des habitats côtiers et un taux de déplacement de la ligne de rivage.

Dans le cadre de cette étude, nous avons cartographié l'évolution de la superficie des cordons de sable sur le bas estran et le marais. Il serait pertinent de poursuivre la cartographie des cordons sableux puisqu'ils assurent non seulement une protection de la côte en atténuant l'énergie des vagues, mais ils assurent aussi un apport sédimentaire à la plage. Le maintien de ces cordons sableux dans le futur sera névralgique pour maintenir l'équilibre sédimentaire de la plage et du pédoncule en lien avec la hausse du niveau de la mer et la réduction du couvert de glace. La cartographie des cordons sableux est en ce sens un excellent indicateur de l'équilibre hydrosédimentaire de la presqu'île de Penouille.

Le marais côtier, puisqu'il représente un habitat à très forte valeur écologique, requiert certainement un suivi de sa superficie. Cet indicateur permet entre autre d'évaluer si les apports sédimentaires dans la lagune seront suffisants pour conserver l'équilibre potentiellement précaire causé par l'augmentation futur de la vitesse de la hausse du niveau de la mer. La cartographie de la superficie des cordons sableux et du marais devrait être réalisée aux cinq ans à l'aide d'une couverture de photographies aériennes acquises idéalement lors des marées basses de vives-eaux.

8.3.2 Relevé sur le terrain

Les méthodes de suivi proposées nécessitant des relevés sur le terrain résident en la réalisation de profils de plage et de prise de mesures d'érosion/d'accrétion latérale à l'aide de piquets repères et de mesures d'érosion/d'accrétion verticale à l'aide des plaques à sédiment et d'un DGPS.

Dans le cadre de cette étude six relevés ont été réalisé sur 17 profils de plage entre juin 2010 et septembre 2011 au DGPS. Les profils localisés dans le secteur du pédoncule (profils 1 à 5, voir section 4.5.2), sur la pointe sud et la façade littorale orientée nord-sud (profils 10 à 15, voir section 4.5.2) sont à privilégier pour le suivi, et ce tout en employant la même méthode. De plus, il serait très pertinent d'effectuer des relevés immédiatement avant et après les travaux d'aménagement et ensuite sur une base saisonnière ou annuelle pendant au moins 3 ans. Lors des relevés, il serait important que les profils couvrent la zone située entre la limite des houles de tempêtes exceptionnelles et la limite des basses mers inférieures de grande marée afin d'obtenir les cordons sableux situés sur le bas estran et l'arrière-plage. L'analyse des relevés dans le secteur du pédoncule permettra de bien évaluer l'effet des travaux effectués, de déterminer si les plages sont en équilibre et de documenter l'effet de la renaturalisation dans le secteur où le segment de la route sera abandonné. Sur la pointe sud, ces relevés permettront d'évaluer si l'accès à la mer qui sera aménagé avec le quai flottant et la passerelle influencera la dynamique sédimentaire de la zone intertidale, la haute plage et l'arrière-plage.

De plus, un réseau de suivi de l'érosion côtière a été implanté en 2005 par le LDGIZC et bonifié dans le cadre de cette étude. On retrouve maintenant 18 stations de suivi sur la presqu'île de Penouille (voir section 4.5.1). Le maintien du suivi des stations de mesure est primordial pour l'ensemble de la presqu'île de Penouille. Des mesures sont réalisées par le LDGIZC chaque année, ainsi qu'à la suite d'événements majeurs de tempête, et ce depuis 2005.

Advenant que le LDGIZC ne puisse plus assurer ce suivi dans le futur, nous recommandons fortement aux gestionnaires du parc de maintenir le suivi annuellement et même de façon ponctuelle suite à des événements de tempête. La méthode consiste à mesurer la distance qui sépare le piquet repère et la ligne de rivage. Ce système de suivi prend de la valeur avec le temps lorsque la période de relevé est assez longue pour dégager des tendances, par exemple, des taux de déplacement de la ligne de rivage. Dans les secteurs névralgiques, notamment où seront localisées les nouvelles infrastructures, ce système de suivi permettrait

d'évaluer de manière annuelle leur niveau d'exposition aux aléas côtiers. Le niveau d'exposition à l'érosion peut être défini selon la distance de l'infrastructure par rapport à la ligne de rivage et le taux de recul. Il est calculé selon l'équation suivante :

Niveau d'exposition = *(Distance entre infrastructure et la ligne de rivage - recul d'un seul événement) / Taux d'érosion moyen annuel*

Ce suivi permet aussi de savoir à partir de quand une infrastructure pourrait être menacée ou encore à partir de quel moment elle pourrait interférer avec la dynamique naturelle. À plus long terme, il sera alors possible de suivre s'il y a un changement dans le niveau d'exposition des infrastructures, soit à la baisse s'il y a une avancée de la côte, soit à la hausse s'il y a un recul de la côte. L'évolution historique nous a permis de voir qu'il y avait des alternances entre des périodes d'érosion et des périodes d'accumulation, et ce, à différentes échelles temporelles. Ce système de suivi permettrait de connaitre si cette dynamique se maintien avec la hausse projetée du niveau marin et si les projections d'évolution côtières se confirment.

Lors des travaux de construction de la passerelle et de renaturalisation du littoral, il est très important de repérer les bornes de suivi et de ne pas enlever les bornes installées sur l'arrière-plage pour le suivi de l'érosion et pour la localisation des profils de plage. Bien qu'elles soient localisées au GPS, ces bornes sont des repères importants sur le terrain. Il s'agit de courtes bornes en bois pour les stations de suivi de l'érosion et de longues tiges en plastique pour les profils de plage. Elles sont pour la plupart près de la route, du côté de la lagune.

Des plaques à sédiment (29) ont été installées dans le marais au début juin 2010 et ont été répartie sur trois transects perpendiculaires à la côte (Bernatchez *et al.,* 2011 section 2.15.4). Entre juillet 2010 et mai 2012, des relevés ont été réalisés deux fois par année afin de mesurer la distance entre la surface et la plaque à l'aide d'une aiguille fine. À partir de ce type de relevés effectués régulièrement il est possible d'estimer un taux d'accrétion/d'érosion verticale du marais. Étant donné que l'évolution des marais intertidaux est liée directement à la disponibilité de sédiment et aux conditions hydrodynamiques, cet indicateur nous permet de savoir si le marais est en équilibre avec la hausse anticipée du niveau marin.

8.3.3 Relevé en temps réel

Dans le cadre de cette étude, cinq caméras de suivi, deux pyranomètres et huit tiges thermiques ont été installés au printemps et à l'été 2010 (Bernarchez *et al.,* 2011 section 2.16). Les caméras permettent de quantifier en temps réel les effets des processus côtiers, notamment le climat des vagues lors de leur déferlement sur la côte et l'effet des glaces littorales. De plus, la vidéographie numérique peut aussi servir à valider les modèles de vagues et de surcotes pour le transport sédimentaire le long des côtes. Finalement, elle s'avère aussi utile pour suivre des programmes de restauration des plages. Les systèmes ATEPS (tiges thermiques) permettent d'enregistrer des reculs qui, lorsque couplés aux conditions climatiques qui prévalent, révèlent une dynamique parfois insoupçonnée et essentiel à une juste comphréension des processus érosifs. Toute cette technologie peut donc constituer des outils efficaces pour le suivi des modifications des écosystèmes côtiers et des conditions environnementales. Le LDGIZC envisage la possibilité avec l'accord de Parcs Canada d'assurer le maintien de ces instruments jusqu'en 2015. Par la suite, il serait tout de même intéressant de continuer la récolte des images. Les deux caméras situées sur le bâtiment de services devront être relocalisées sur un nouveau support en raison du déplacement du bâtiment. Il serait pertinent de maintenir ces caméras au même endroit pour assurer la série temporelle du même secteur. Il serait d'ailleurs pertinent d'implanter une nouvelle caméra sur la pointe sud afin de documenter la zone où sera aménagé le quai flottant.

8.3.4 Autres techniques de suivi dans les secteurs vulnérables

Dans le cadre de cette étude, il a été démontré que les dunes bordières jouent un rôle important au niveau du risque de submersion, spécialement pour le secteur de la pointe sud où l'arrière-plage est de faible altitude. De plus, ce secteur accueillera diverses infrastructures et fera l'objet d'une fréquentation accrue dans le futur. Le même constat s'applique pour le cordon qui forme le pédoncule. La résilience du pédoncule et de la pointe sud aux aléas côtiers et le maintien de leur intégrité écologique vont dépendre de la capacité des dunes bordières et des cordons à s'accroître verticalement au rythme de la hausse du niveau de la mer. Il serait alors important de mesurer non seulement le déplacement latéral du littoral comme proposé avec le système de suivi de l'érosion, mais aussi de mesurer les variations verticales sur l'ensemble de la zone côtière.

Dans ce contexte tant pour les dunes bordières que pour le pédoncule, nous suggérons de suivre la hauteur et la forme de ce système côtier. Trois approches de suivi sont proposées. Tout d'abord, quelques bornes graduées enfoncées en profondeur sur les crêtes de dunes pourraient s'avérer efficaces pour suivre de manière annuelle les variations altitudinales alors que l'acquisition future de couvertures de photographies aériennes permettrait de comparer l'évolution spatiale de ces formes. La deuxième approche, encore plus efficace et mieux adaptée pour les analyses géomorphologiques, serait de réaliser des profils topographiques au DGPS. Ces profils pourraient être reliés à ceux réalisés sur la plage permettant ainsi d'avoir une vue d'ensemble du système plage – arrière-plage. Enfin, des levés Lidar permettraient sans doute la meilleure représentation spatiale de l'évolution de l'ensemble du système côtier, mais cette approche implique des coûts beaucoup plus importants.

8.4 *Potentiel d'interprétation associé au développement des connaissances issues de ce projet de recherche*

Le travail sur le terrain et l'analyse des données ont permis à l'équipe de recherche d'améliorer de façon notable les connaissances sur l'histoire naturelle de la presqu'île de Penouille et de ses environs. Il serait très souhaitable que certaines de ces connaissances puissent être valorisées à l'intérieur d'un programme éducatif et d'expérience de visite. À noter que pour la conception graphique d'exposition ou de documents d'interprétation, l'imagerie et les planches graphiques utilisées et créées durant le projet sont entièrement disponibles pour les gestionnaires de Parcs Canada. Nous suggérons donc certaines thématiques qui pourraient être mis en valeur :

<u>Déglaciation du territoire et niveau marin relatif</u>

- Le parc national du Canada Forillon a été la confluence de trois masses glaciaires majeures, l'inlandsis Laurentidien, la calotte régionale gaspésienne et la calotte d'Escuminac ainsi qu'un glacier local centré sur la péninsule de Forillon; Il s'agit d'un lieu unique au Québec pour l'histoire glaciaire.

- Modèle 3D de la déglaciation de la baie de Gaspé (auge glaciaire) et des variations du niveau marin relatif à l'échelle des millénaires et transformation du paysage avec un modèle dynamique;
- La présence de deux modèles de variations du niveau marin relatif post glaciaire à l'extrémité orientale de la péninsule gaspésienne. Le modèle d'évolution du Saint-Laurent (présent dans le nord de la péninsule gaspésienne) et le modèle d'évolution de la baie des Chaleurs et des provinces maritimes (présent dans la baie de Gaspé, dont Penouille);
- La reconstitution de l'histoire glaciaire et des niveaux marins a été revue avec de nouvelles datations ^{14}C.

<u>L'origine et l'évolution de la presqu'île de Penouille</u>

- Basée sur de nouvelles datations et une nouvelle interprétation, une reconstitution des étapes importantes pour expliquer l'origine de la formation de la presqu'île de Penouille et du marais;
- Mettre en relief la forme atypique de cette flèche littorale.

<u>Dynamique côtière récente et actuelle</u>

- La stabilité remarquable de la dynamique côtière de la presqu'île de Penouille à l'échelle séculaire, décennale et annuelle (cartographie de l'évolution de la ligne de rivage par photo interprétation) pour un système considéré comme une flèche littorale;
- Comparaison avec d'autres systèmes de flèches littorales plus classiques (ex : Sandy Beach);
- La vulnérabilité de la presqu'île de Penouille face aux tempêtes telles que celles du 7 décembre 1983 et du 6 décembre 2010;
- La réponse du système côtier de Penouille face à la mise en place et au démantèlement d'infrastructures côtières perpendiculaires à la côte;
- La présence des barres sableuses, leur évolution passée et actuelle et leur rôle au niveau de l'équilibre sédimentaire des plages de la presqu'île de Penouille;
- Évolution de la superficie du marais et de sa végétation.

Dynamique à venir dans une perspective de changements climatiques

- Un modèle 3D de Penouille avec les données Lidar traitant de la vulnérabilité à l'érosion et à la submersion dans un contexte de changements climatiques;
- Simulation de l'évolution côtière de Penouille en fonction de différents scénarios de hausse du niveau de la mer et différents horizons de temps.

Sensibilisation

À la lumière des problématiques soulevées précédemment pouvant perturber le milieu naturel, il apparait opportun d'inclure certaines activités de sensibilisation et de restauration sur les thèmes suivants :

- La restauration de certaines zones d'érosion à l'aide de techniques douces (recharge, plantation d'élyme des sables ou mise en place de clôture légère pour la retenue des sédiments éoliens);
- L'impact du piétinement de la végétation;
- L'importance des laisses de tempête dans la dynamique naturelle du littoral;
- L'impact des déchets côtiers et marins.

8.5 *Références*

Bernatchez, P., 2008. Proposition d'un programme de surveillance de l'intégrité écologique de l'écosystème côtier pour les parcs nationaux du Canada, biorégion Québec-Atlantique. Rapport de recherche remis à Parcs Canada. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, 27 p.

Bernatchez, P. et Quintin, C., 2007. Synthèse des connaissances actuelles de la dynamique géomorphologique de l'écosystème côtier du parc national du Canada Forillon (PNCF). Rapport de recherche remis à Parcs Canada. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, UQAR, 42 p.

Bernatchez, P., Jolivet, Y., Quintin, C., Fraser, C., Neumeier, U., Toubal, T. et 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. Rapport méthodologique remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2011, 49 p.

Bernatchez, P., Quintin, C et Neumeier U., 2012. Avis technique sur l'utilisation et l'aménagement de la presqu'île de Penouille, Parc national du Canada Forillon. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières et Institut des sciences des la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2012, 28 p.

Fraser, C., Bernatchez, P. et Quintin, C., 2011. Avis technique préliminaire sur l'utilisation et l'aménagement de la péninsule de Penouille, Parc national du Canada Forillon. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon, janvier 2011, 13 p.

Leclerc, A.-M., Bernatchez, P. et Fraser, C., 2007. Cadre méthodologique pour le suivi de la dynamique côtière : revue de littérature et analyse critique. Rapport de recherche remis à Parcs Canada. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski, 140 p.

Neumeier, U., 2012. Avis technique sur le tracé de la passerelle à construire au pédoncule de Penouille. Institut des sciences de la mer de Rimouski, Université du Québec à Rimouski. Rapport remis au Parc national du Canada Forillon, septembre 2012, 2 p.

Ste-Croix, F., 2013. Projet d'aménagement intégré de Penouille : état d'avancement du projet. Présentation réalisée lors de l'atelier du 21 mars 2013. Parcs Canada.

Annexe I

Synthèse de la dynamique côtière de Sandy Beach

Annexe I Synthèse de la dynamique côtière de Sandy Beach

Introduction

La flèche littorale de Sandy Beach forme un saillant triangulaire au bout duquel s'étire vers le nord un cordon littoral. Le saillant triangulaire ceinture un marais maritime qui est drainé par des chenaux de marée. Les profils sismiques semblent indiquer que la flèche littorale s'est développée sur une terrasse dont le sommet est à 20 m de profondeur. Le patron de réfraction des vagues dans la baie de Gaspé génère un courant de dérive littorale et un transit sédimentaire vers le fond de la baie (Fox *et al.,* 1995). Selon Fox *et al.* (1995), le développement vers le nord de la flèche de Sandy Beach aurait atténué l'énergie des vagues, ce qui aurait réduit le transit sédimentaire sur la rive nord de la baie et aurait favorisé le recul de secteur ouest de Penouille. Dans cette optique, une reconstitution de l'évolution historique de la flèche littorale de Sandy Beach a été réalisée afin d'évaluer son influence sur la dynamique de Penouille.

Évolution côtière historique

Une caractérisation exhaustive des aspects historiques, humains et naturels a été réalisée sur la flèche littorale de Sandy Beach par Raby *et al.,* (2008). Le résumé suivant de l'usage et de l'évolution côtière de Sandy Beach a été réalisé à l'aide de cette étude.

Au cours des cent dernières années, Sandy Beach a fait l'objet d'usages à vocation industrielle et militaire. La présence d'un moulin sur des cartes anciennes datant de 1832 et de 1838 et d'une scierie en 1900 montre l'importance de l'industrie du bois dans la baie de Gaspé. Sa position dans la baie de Gaspé était également stratégique pour la navigation. En 1871, un bateau-phare est mis en service à l'extrémité de Sandy-Beach. En 1904, une maison-phare est construite à environ 500 mètres au large de Sandy Beach. Au cours de la Seconde Guerre mondiale, un filet anti-sous-marin est mis en place entre Sandy Beach et Fort Péninsule. Pour compléter le système de défense en eau peu profonde, un enrochement entre la maison-phare et l'extrémité de Sandy Beach a été installé. Vers les années 60, Sandy Beach fut également un lieu

où des déchets municipaux y étaient déposés et enfouis. C'est vers la fin des années 60 et le début des années 70 que l'utilisation du site à des fins récréatives s'est développée.

L'analyse de cartes anciennes remontant vers 1724 montre que la morphologie, la localisation et l'orientation de Sandy Beach semblent similaires aux conditions actuelles (Figure 1). Toutefois, une analyse comparative de docuements cartographiques et de photographies aériennes au cours des cent dernières années a permis d'identifier des secteurs d'érosion et d'accumulation (Raby *et al.,* 2008).

- Sédimentation sur le côté ouest de l'enrochement réalisé en 1941;
- Formation d'une brèche suite à une forte tempête le 8 décembre 1983;
- Formation d'un îlot;
- Érosion de la falaise, côté est de Sandy Beach, de l'ordre de 0,33 m/an au cours des 90 dernières années;
- Entre 2004 et 2007, migration de l'extrémité de Sandy Beach vers l'ouest. Les assises de la maison-phare et l'enrochement se retrouvant maintenant à une vingtaine de mètres à l'est de l'îlot;
- Déplacement vers le Sud de l'embouchure du chenal de marée reliant le marais et le littoral abrité.

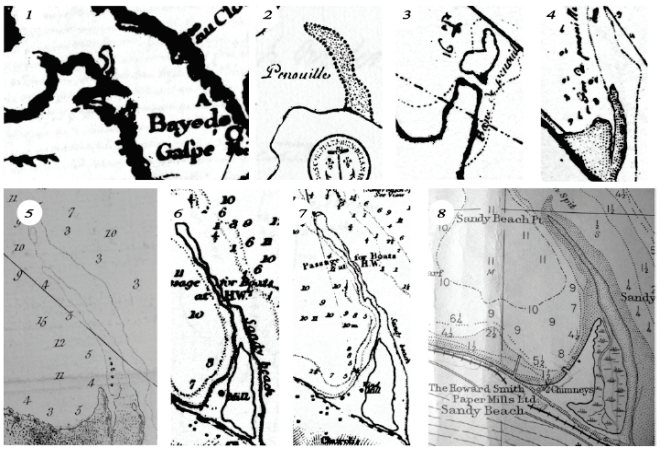


Figure 3 : Anciennes représentations de la Barre de Sandy Beach

Sections de cartes tirées de :

1) 1724 : Carte de la Baye des Chaleurs, par Thirsisen. Bibliothèque et Archives Canada H3/1102*
2) 1746 : Idée de la Baie de Gaspé, par M. de Laubinière. France, Bibliothèque Nationale, Cartes et Plans, S.H. Portf. 125, div.5, p.4D*
3) 1758 : Baye de Gaspé. France, Service Historique de l'Armée. 7B 71*
4) 1773 : The Bay of Gaspe par Lange. Bibliothèque et Archives Canada, PH/340*
5) 1780 : J.F.W. Desbarres, Centre d'archives de la Gaspésie / Musée de la Gaspésie. P57.
6) 1832: Gaspe and Mal Bays par H.W. Bayfield. Bibliothèques et Archives Canada, English charts, série 2, No 168*
7) 1869: Gaspe and Mal Bays par H.W. Bayfield. Bibliothèques et Archives Canada, English charts, série 2, No 168*
8) 1927 : Centre d'archives de la Gaspésie / Musée de la Gaspésie, P57/T5/35.

* Réf. : Mimeault, M. 1980.

Figure 1. Évolution de Sandy Beach d'après des cartes anciennes, selon Raby *et al.*, 2008.

Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010

L'évolution de la ligne de rivage a été réalisée dans le secteur du saillant triangulaire et ce tant pour la façade littorale exposée que pour celle abritée aux agents marins (Figure 2). Des points de repère positionnés à tous les 50 m ont permis une analyse de l'évolution de la ligne de rivage pour sept périodes entre 1948 et 2010 (1948-1979, 1979-1986, 1986-1993, 2001-2004, 2004-2008, 2008-2010 et 1948-2010).

Figure 2. Secteur à l'étude pour l'évolution historique de la ligne de rivage.

La figure 3 montre le taux moyen de déplacement de la ligne de rivage pour les sept périodes analysées pour l'ensemble du secteur (figure 3a) ainsi que pour le littoral exposé (figure 3b) et abrité (Figure 3c) aux processus marins. La moyenne globale du taux de déplacement de la ligne de rivage de Sandy Beach indique un bilan négatif entre 1948 et 2010 de -1,07 m/an. De forts reculs ont été enregistrés entre 2008 et 2010 (-2,21 m/an), entre 1948 et 1979 (-1,36 m/an) puis entre 1979 et 1986 (-1,02 m/an). Bien que le taux de recul moyen entre 2001 et 2004 n'est pas supérieur à 1 m/an, c'est durant cette même période que la valeur de recul la plus élevée est

mesurée avec près de 12 m. Quant aux périodes de 1993 à 2001 et de 2004 à 2008, un faible recul a été estimé. Aucune période n'a enregistré un taux moyen présentant une avancée. Toutefois, entre 2004 et 2008 la valeur maximale d'avancée a été atteinte avec près de 6 m. Bien qu'une érosion semble être observée sur l'ensemble du littoral de Sandy Beach au cours des 62 dernières années, il existe des variations de l'intensité du taux de déplacement selon l'exposition aux processus marins a laquelle le littoral fait face. La façade littorale exposée aux processus marins représente un bilan négatif avec un taux de déplacement moyen de -1,85 m/an entre 1948 et 2010 (Figure 3B) alors que celle abritée semble être stable avec un taux moyen de déplacement de 0,04 m/an pour la même période (Figure 3C). Cette distinction se reflète également dans chacune des sept périodes analysées à l'exception de celles entre 1986 et 1993 et entre 2004 et 2008 où le taux de déplacement représente un recul même pour la façade littorale abritée des agents marins (Figure 4).

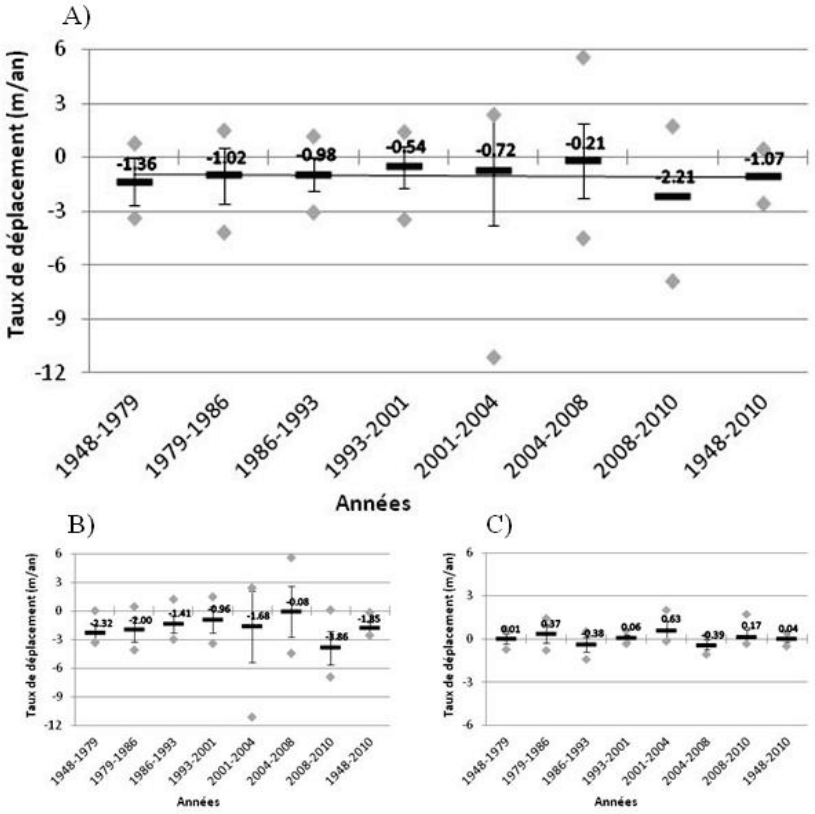


Figure 3. Taux moyen de déplacement 9m/an) de la ligne de rivage de Sandy Beach pour sept périodes d'années entre 1948 et 2010 pour l'ensemble du littoral (A) ainsi que pour la façade littorale exposée (B) et abritée (C) aux processus marins.

Figure 4. Évolution de la ligne de rivage de Sandy Beach entre 1948 et 2010.

Estimation des gains et des pertes de la surface terrestre émergée entre 1948 et 2010

L'estimation des gains et des pertes de la surface terrestre émergée de Sandy Beach pour une période donnée a été réalisée à l'aide de la méthode *Symmetrical difference* de l'outil *Overlay* dans ArcGis version 10. Cette méthode calcule l'intersection de deux classes pour deux couches d'années différentes en supprimant les propriétés communes. Elle permet par la suite de visualiser et de quantifier les gains et les pertes pour une période donnée. La surface terrestre émergée de Sandy Beach a enregistré une perte de 30 % entre 1948 et 2010 (Figure 5). La perte la plus élevée est survenue entre 1948 et 1979 (17 %). En contrepartie, c'est durant cette même période que Sandy Beach a connue le gain le plus important évalué à 20 %. La figure 6 montre que les pertes sont localisées sur la façade littorale exposée aux processus marins tandis que les gains se concentrent à son extrémité montrant un allongement de Sandy Beach vers le nord surtout entre 1948 et 1979.

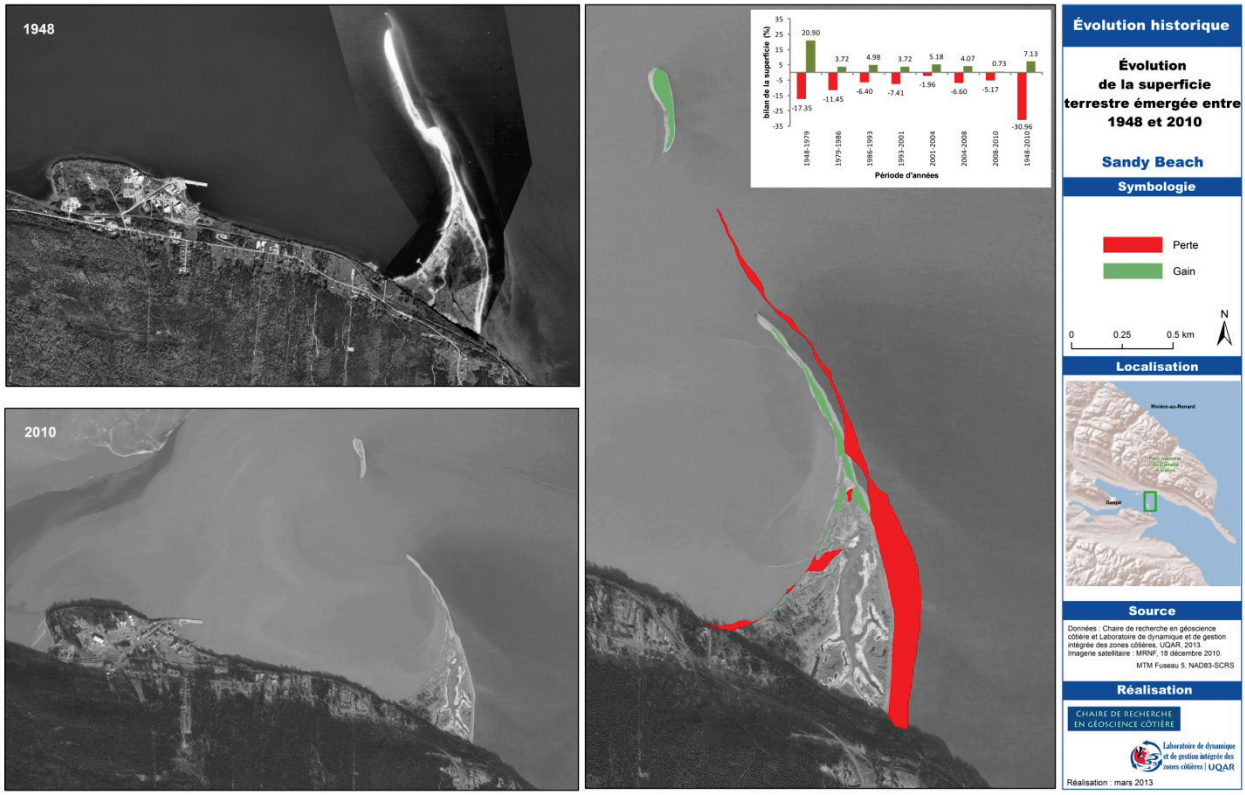


Figure 5. Évolution de la superficie terrestre émergée de Sandy Beach entre 1948 et 2010.

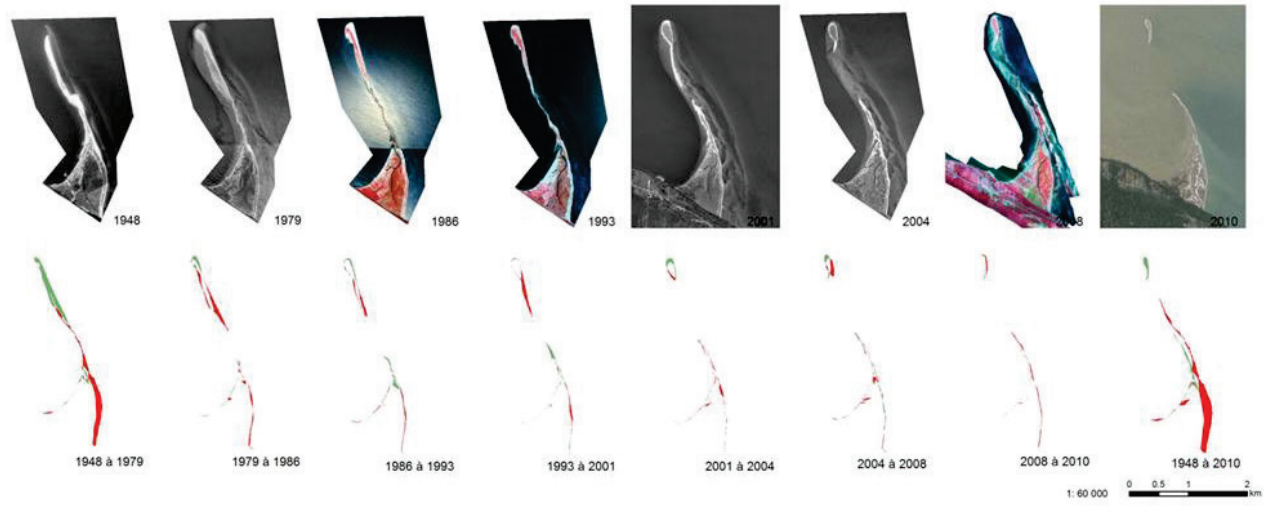


Figure 6. Évolution de la superficie terrestre émergée de Sandy Beach pour sept périodes entre 1948 et 2010.

Évolution de la largeur de la plage entre 1948 et 2008

L'évolution de la largeur de la plage entre 1948 et 2008 est illustrée à la figure 7. Les résultats montrent que la largeur moyenne des plages en 1948 est supérieure par rapport aux autres périodes. La réduction de la largeur de la plage a été particulièrement importante entre 1948 et 1979, passant d'une largeur moyenne de 25 m à 13 m. Par la suite, on note une certaine stabilité entre 1979 et 2008 avec des valeurs moyennes se situant entre 12 et 16 m. Ce patron se reflète également pour la façade littorale exposée et que pour celle abritée aux processus marins (Figure 7B et C).

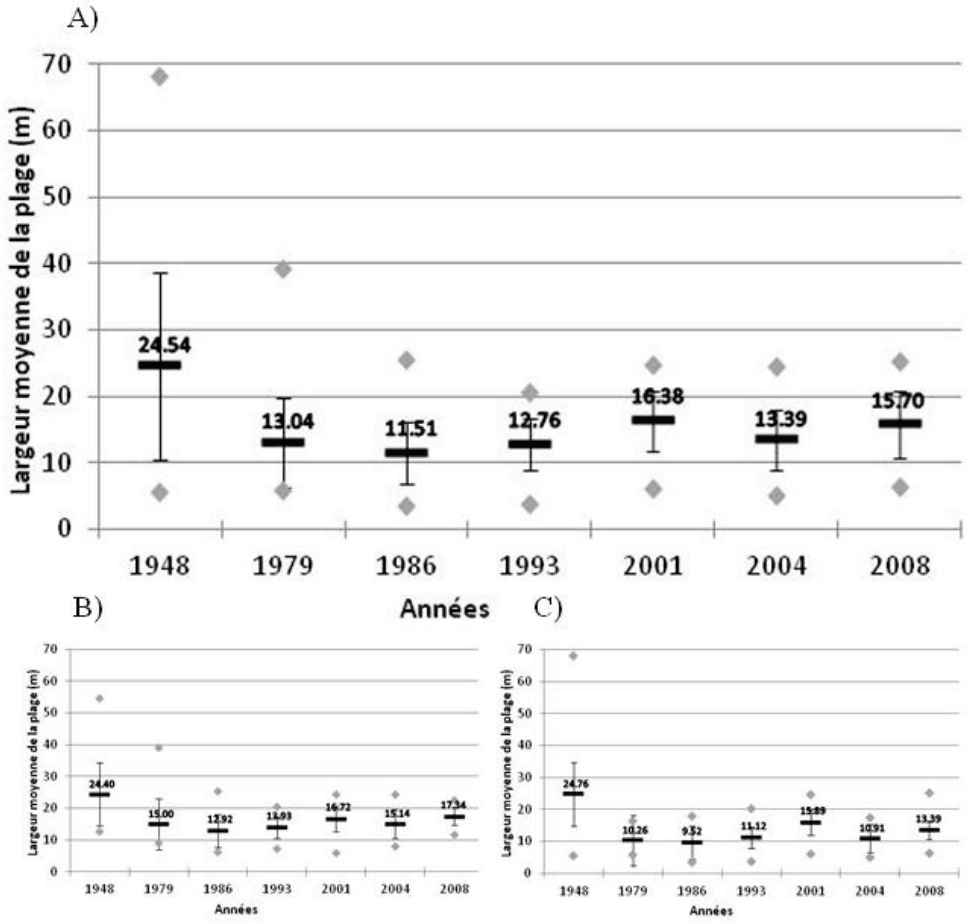


Figure 7. Évolution de la largeur de la plage de Sandy Beach entre 1948 et 2008 pour l'ensemble du littoral (A) ainsi que pour la façade exposée (B) et abrité (C) aux processus marins.

Évolution côtière actuelle

Évolution récente de la ligne de rivage

Sandy Beach fait l'objet d'un suivi de l'érosion côtière à l'aide de 19 stations de suivi dont 6 depuis 2005 et 13 depuis 2010 (Figure 8). Le taux moyen de déplacement a été fortement négatif entre 2005 et 2006 (-1,94 m/an) et entre 2008 et 2009 (-1,54 m/an) alors qu'il a été positif (avancée) entre 2010 et 2011 (0,39 m/an). La façade littorale exposée aux processus marins présente les taux de recul les plus élevés au cours des cinq années analysées. Un recul de la ligne de rivage de plus de 5 m a été enregistré entre 2005 et 2006 et entre 2010 et 2011. Bien que les taux de déplacement fluctuent spatialement, le bilan de l'évolution récente de la ligne de rivage de Sandy Beach indique une érosion évaluée à -0,48 m/an entre 2005 et 2011.

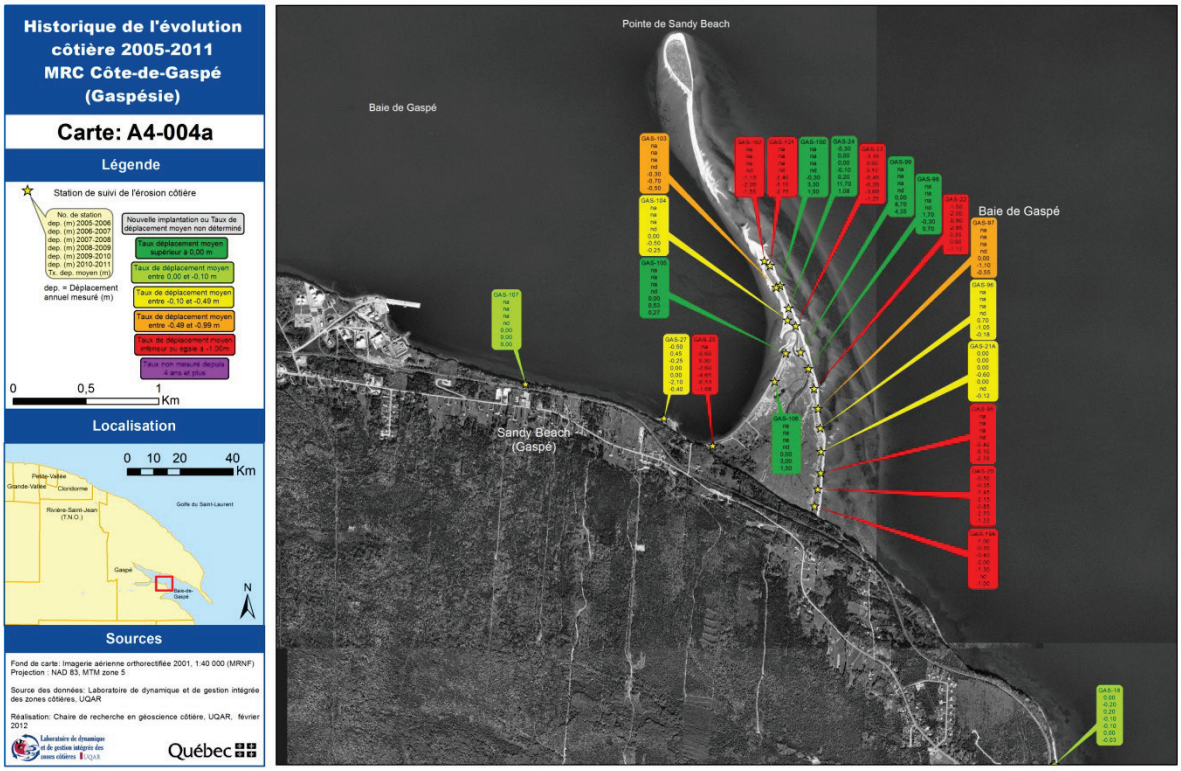


Figure 8. Évolution récente de la ligne de rivage de Sandy Beach réalisé entre 2005 et 2011 à l'aide du système de suivi de l'érosion des côtes du LDGIZC.

Évolution des profils de plage

Cinq relevés ont été effectués sur 17 profils de plage entre juin 2010 et septembre 2011. Quatre profils ont fait l'objet d'analyse afin de visualiser la variation d'altitude des relevés réalisés entre juin 2010 et juillet 2011 (Figure 9). Les profils 7 et 12.2, localisés sur le littoral exposé aux processus marins montrent que la partie inférieure et médiane de la plage s'abaisse. Dans les endroits où il y a présence de barres sableuses d'avant côte, celles-ci migrent vers la côte. C'est donc l'ensemble du système de la façade exposée qui migre vers la baie de Gaspé. Sur le littoral abrité aux processus marins, les résultats indiquent un engraissement de l'ensemble de la plage sur une base annuelle.

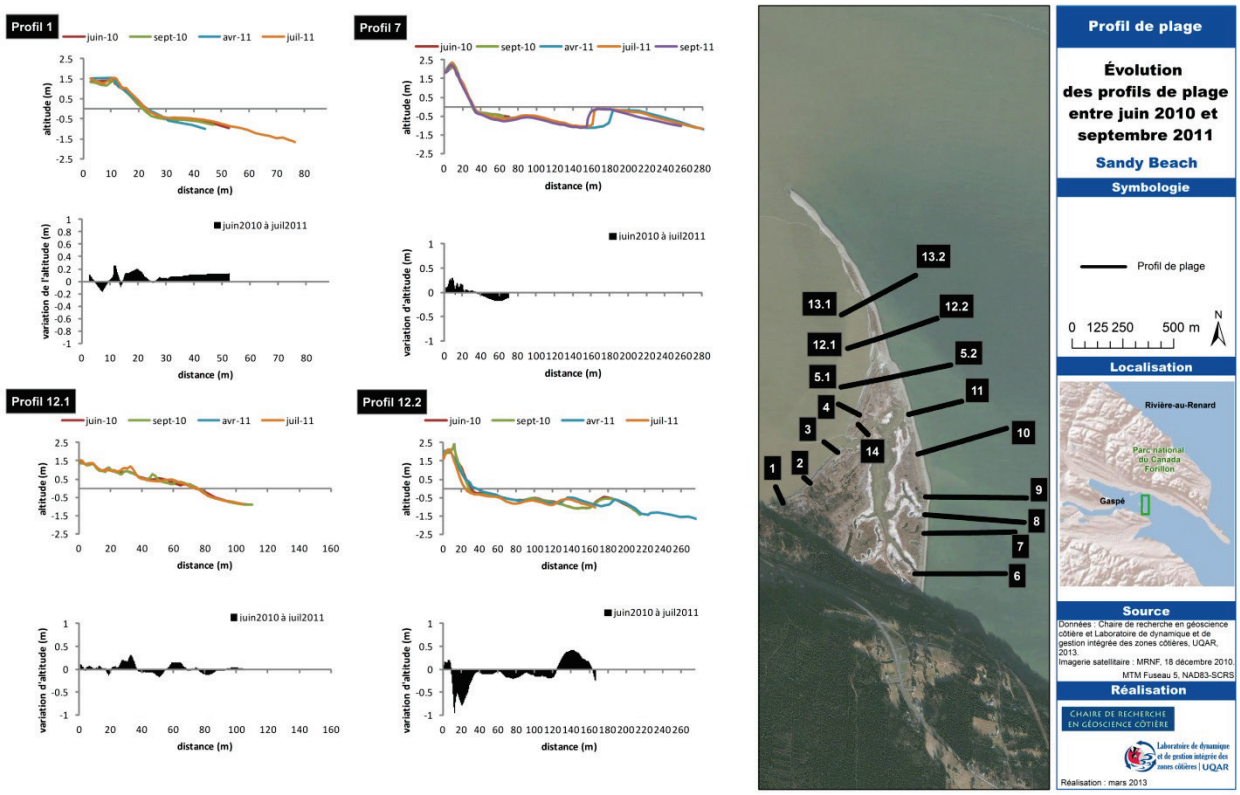


Figure 9. Évolution des profils de plage 1, 7, 12.1 et 12.2 réalisées sur Sandy Beach entre juin 2010 et septembre 2011.

Constats généraux

L'analyse de l'évolution historique, récente et actuelle de Sandy Beach indique une dynamique typique des côtes à flèche littorale, c'est-à-dire avec des valeurs élevées de taux de déplacement tant positives que négatives ainsi que la formation de brèches de tempête. On observe aussi que la flèche littorale migre vers l'intérieur de la baie comme la plupart des systèmes de flèches littorales exposées à une hausse du niveau marin relatif. En migrant vers l'intérieur, une partie du marais est ensablée et une autre devient exposée aux agents d'érosion sur le bas de plage. La synthèse des résultats des paramètres analysés pour la presqu'île de Penouille et de Sandy Beach nous permet d'avancer quelques constats (Tableau 1).

Analyse historique de la ligne de rivage :

- Un taux moyen de déplacement représentant un recul élevé pour Sandy Beach et une stabilité pour la presqu'île de Penouille;
- Deux des trois périodes d'érosion les plus fortes sont survenues simultanément dans ces deux systèmes soit de 2008 à 2010 de 1979 à 1986;
- Sandy Beach n'a connu qu'une période d'accumulation comparativement à trois périodes sur huit pour Penouille.

Évolution récente et actuelle :

- Un taux moyen de déplacement de la ligne de rivage représentant un recul pour Sandy Beach et une stabilité pour la presqu'île de Penouille;
- Des valeurs extrêmes ont été enregistrées pour Sandy Beach tant pour l'érosion que pour l'accumulation;
- Une baisse importante de la largeur de la plage entre 1948 et 2008 pour les deux systèmes, mais qui s'est produite principalement entre 1948 et 1979;
- Des éléments morphologiques associés aux formes typiques d'un système à flèche littorale tels que des brèches et des lobes de tempête ont été observés sur Sandy Beach.

À la lumière des analyses comparatives entre l'évolution de la ligne de rivage des flèches littorales de Penouille et de Sandy Beach, la géomorphologie de Sandy Beach ne semble pas avoir eu une influence significative sur la vitesse de déplacement de la ligne de rivage de Penouille. La formation d'une brèche dans la partie nord de la flèche de Sandy Beach lors de la tempête de 1983 et l'élargissement de la brèche et la formation d'un îlot entre 2001 et 2010 n'a pas eu d'influence sur la vitesse de déplacement de la ligne de rivage de Penouille. Le patron de réfraction des vagues et par conséquent le transit sédimentaire le long de la côte de la baie de

Gaspé est davantage influencé par la géomorphologie de la zone prélittorale qui évolue selon une échelle pluriséculaire. L'évolution future de la flèche littorale de Sandy Beach ne devrait donc pas avoir d'influence sur les projections d'évolution de la flèche de Penouille d'ici 2050.

Tableau 1. Comparaison des paramètres analysés entre la presqu'île de Penouille et de Sandy Beach.

Paramètres analysés	Évolution de la ligne de rivage entre 1948 et 2010*			Évolution de la ligne de rivage entre 2005 et 2011**			Évolution de la largeur des plages entre 1948 et 2010	Éléments morphologiques observés
	Taux moyen de déplacement	Période d'érosion	Période d'accumulation	Taux moyen de déplacement	Période érosion	Période d' accumulation		
Penouille	0,07 m/an	2001-2004 2008-2010 1979-1986	1986-1993 1970-1979 2004-2008	-0,08 m/an	2005-2006 2008-2009 Valeur maximale supérieure à 2m entre 2007-2008 et 2010-2011	2007-2008 2010-2011 Valeur maximale supérieure à 5 m lors de ces deux périodes	=>Passe de 24m à 15 m =>Atteint son plus bas en 2008 =>De 1970 à 2008 la largeur se maintient entre 15 et 17 m =>Baisse la plus importante entre 1948 et 1979	=>Microfalaise (façade littorale nord-sud) =>Quelques lobes de tempête =>Migration de barres sableuses d'avant-côte vers les terres
Sandy Beach	-1,07 m/an	2008-2010 1948-1979 1979-1986	2004-2008 (faible ampleur)	-0,48 m/an	2005-2006 2010-2011 Valeur maximale supérieure à 5 m. lors de ces deux périodes	2010-2011 Valeur maximale supérieure à 11 m lors de ces deux périodes	=>Passe de 24m à 15 m =>Atteint son plus bas en 1986 =>De 1979 à 2008 la largeur se maintient entre 11 et 16 m. =>Baisse la plus importante entre 1948 et 1979	=>Brèche =>De nombreux lobes de tempête =>Microfalaise =>Migration de barres sableuses d'avant-côte vers les terres

* Évolution de la ligne de rivage réalisée à partir de photo-interprétation à l'aide de photographies aériennes

** Évolution de la ligne de rivage réalisée à partir des relevés sur le terrain à l'aide de piquets repères

Références

Fox, W.T., Haney, R.L. et Curran, H.A., 1995. Penouille Spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Québec, Canada. Journal of Coastal Research, 11(2), pp. 478-493

Raby, D., Pinna, S., Joubert, J.-É., Ouellet, M. et Brière, M.-C., 2008. Plan de protection et de mise en valeur de la Barre de Sandy Beach, réalisé pour le Comité de concertation de la Baie-de-Gaspé, Gaspé, Québec. 145 p. +Annexes.