

Vulnérabilité à l'érosion côtière et à la submersion des étangs aérés du secteur de Fatima (Îles-de-la-Madeleine)



Rapport présenté à la

Municipalité des Îles-de-la-Madeleine

par

Guillaume Pierre et Pascal Bernatchez

Département de biologie, chimie et géographie

Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières

Université du Québec à Rimouski

Équipe de réalisation

Coordination, analyse et rédaction

Guillaume Pierre, Ph.D. Géomorphologue côtier, professeur-chercheur au département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski (UQAR)

Pascal Bernatchez, Ph.D. Géomorphologue côtier, professeur-chercheur au département de biologie, chimie et géographie, et titulaire de la chaire de recherche en géoscience côtière, UQAR

Assistant de recherche pour le traitement géomatique

Steeve Dugas, B.Sc. géographe, professionnel de recherche au Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières (LDGIZC) de l'UQAR

David Lacombe Étudiant en géographie, LDGIZC de l'UQAR

Isabelle Lemus-Lauzon, B.Sc. géographe, professionnel de recherche au LDGIZC de l'UQAR

Traitement des données Lidar

Isabelle Paquin, B.Sc. géographe, technicienne au LDGIZC de l'UQAR

RÉFÉRENCE COMPLÈTE

Pierre G., Bernatchez P. (2009) – *Vulnérabilité à l'érosion côtière et à la submersion des étangs aérés du secteur de Fatima (Îles-de-la-Madeleine)*. Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières, Université du Québec à Rimouski. Rapport de recherche remis à la municipalité des Îles-de-la-Madeleine, 24 pages.

Objet de l'étude

Des étangs aérés ont été installés, en 1994, sur le lot 3 135 116 (Municipalité des Îles-de-la-Madeleine), au débouché d'un petit vallon sur l'Anse de la Factorie, dans le secteur de Fatima (île de Cap aux Meules). Des travaux d'excavation ont été effectués au nord (vers la falaise côtière) et à l'est de ces étangs, sur le lot 3 135 115 (Léonard Thorne Inc.), lequel a également été exploité, entre 1977 et 2005, comme un site de dépôt de déchets solides (photo de couverture et figure 1).

La municipalité des Îles-de-la-Madeleine souhaite obtenir une expertise concernant la vulnérabilité à l'érosion et à la submersion de ses étangs, compte tenu des travaux d'excavation menés sur la parcelle voisine par l'entrepreneur Léonard Thorne, et dans un contexte de recul du trait de côte.

Pour répondre à ce mandat, le Laboratoire de dynamique et de gestion intégrée des zones côtières de l'Université du Québec à Rimouski a procédé : 1) à une caractérisation du système côtier (contexte naturel), à partir de levés sur le terrain et de données bibliographiques ; 2) à une étude diachronique de l'évolution du trait de côte à partir de l'analyse par photogrammétrie des photographies aériennes de 1950, 1963, 1977, 1992, 2001 et 2008 ; 3) à une analyse topographique précise du site, sur la base d'une cartographie à très grande échelle obtenue à partir de données Lidar recueillies en 2008. Le traitement et l'interprétation de ces données permettent d'évaluer la vitesse de l'érosion, ses causes et ses processus, ainsi que la vulnérabilité du site vis-à-vis de l'érosion et de la submersion, dans le temps et dans l'espace.

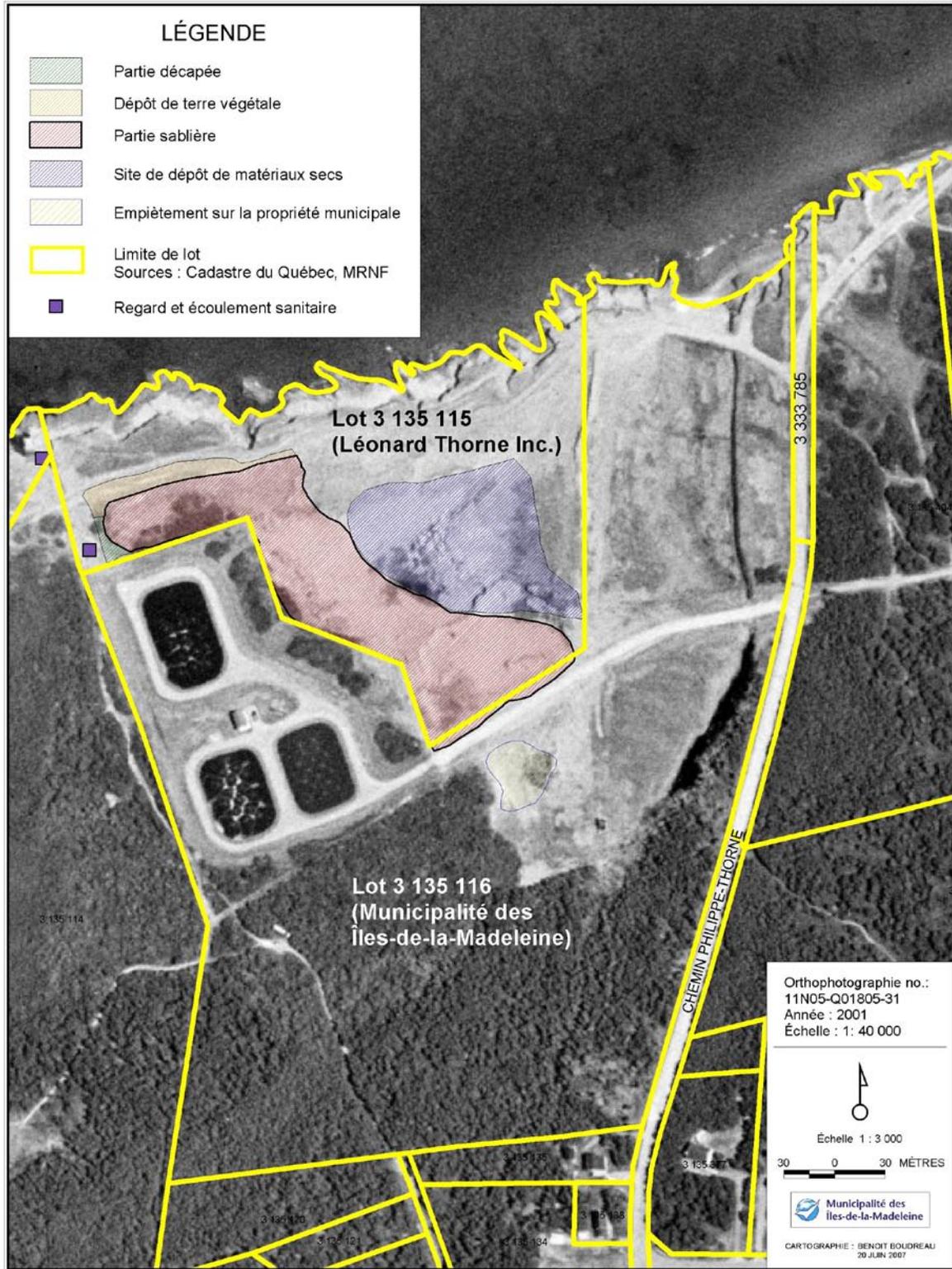


Figure 1. Parcellaire et aménagement actuel du site.

1. Contexte topographique, géologique et hydrodynamique

1.1 Topographie

Le secteur étudié, long de 850 m, est compris entre la pointe du Galet Plat et le fond de l'Anse de la Factorie, sur la côte ouest de l'île du Cap-aux-Meules. La falaise, orientée OSO-ENE, a une hauteur moyenne de 9 m. Elle s'abaisse d'est (14 m) en ouest (6 m), et présente un profil à replat (photo 1). Ce replat, à mi-hauteur de la paroi de la falaise, a une largeur comprise entre 6 m et 20 m. Il est plus élevé et en pente souvent plus forte (10 %) entre le Cap aux Maquereaux et le Galet Plat (secteur 2) qu'entre le Cap aux Maquereaux et le fond de l'Anse de la Factorie (4 % ; secteur 1) (photo 1). La diminution de la hauteur de la falaise tient au recoupement par la côte d'une topographie continentale caractérisée par un vallon à drainage intermittent, encaissé de quelques mètres dans la plate-forme qui constitue le relief typique de la périphérie des noyaux rocheux des îles-de-la-Madeleine (figure 2). Les étangs aérés et la sablière sont installés immédiatement à l'ouest de ce vallon, tout près de son débouché sur la mer, à quelques dix mètres du haut de falaise pour la zone excavée, et à 70 m pour l'étang le plus proche de la côte (figure 2).



Photo 1. Profil de la falaise (au premier plan, replat pentu du secteur 2, au deuxième plan, replat horizontal du secteur 1).

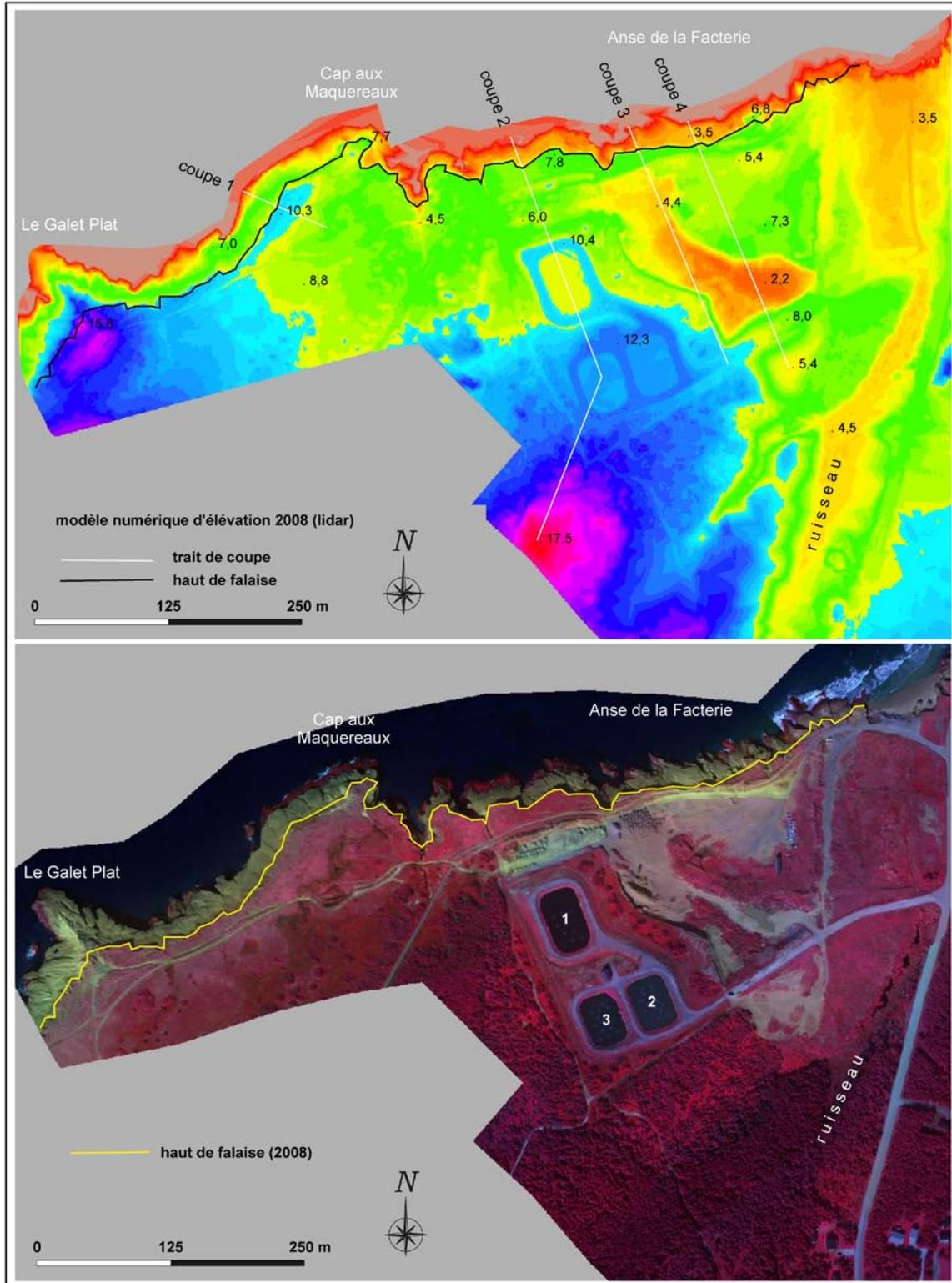


Figure 2. Topographie et couverture végétale du site.

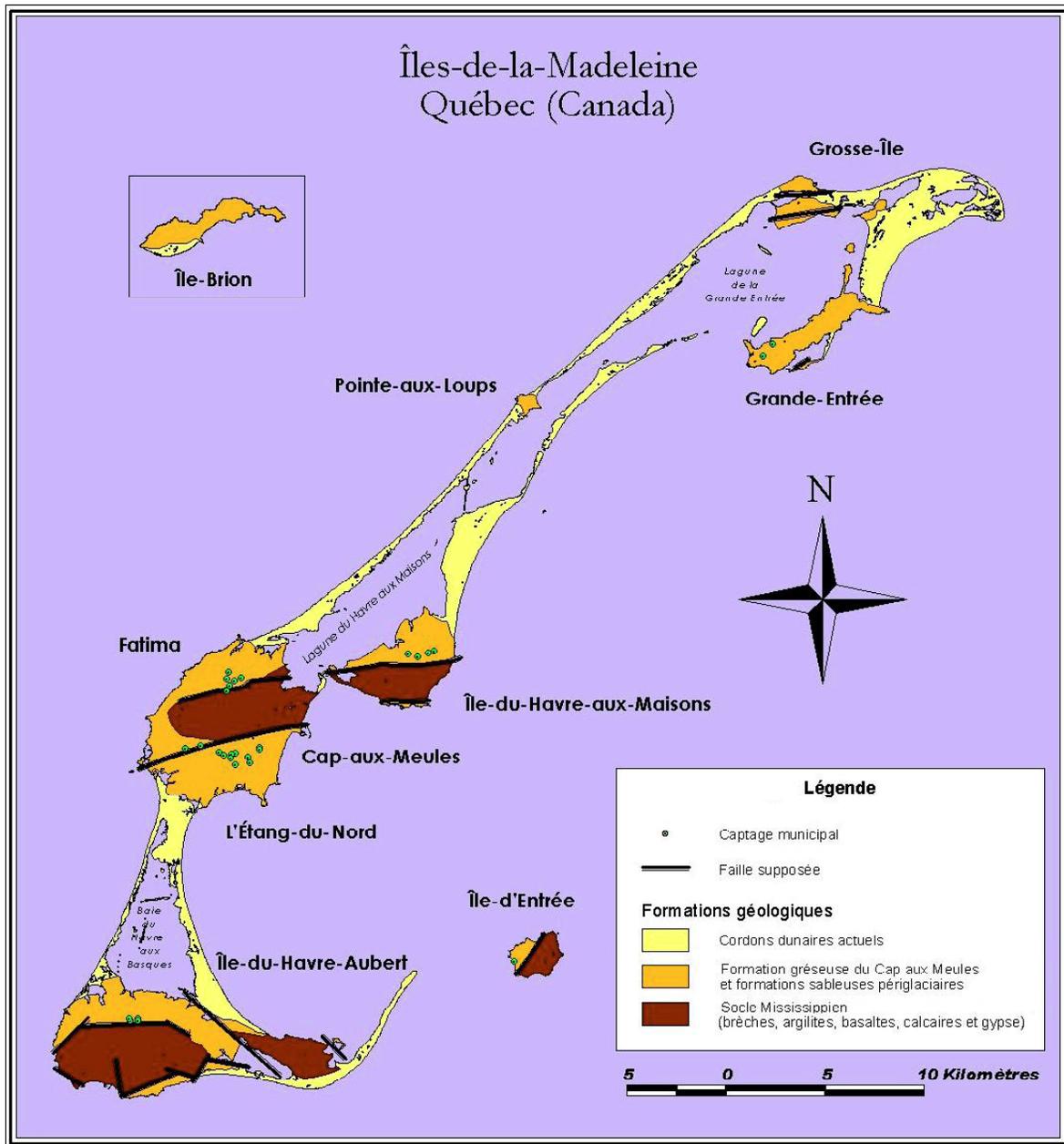


Figure 3. Géologie des Îles-de-la-Madeleine (d'après Ministère de l'Énergie et des Ressources, in Groupe Madelin'Eau, 2004).

1.2 Géologie

1.2.1 Le substrat

La falaise est taillée dans les grès et les siltstones de la Formation de Cap-aux-Meules (figure 3). Il s'agit d'une roche à grains fins (0,15 à 0,07 mm), essentiellement

quartzeuse et à matrice argileuse peu abondante (< 5% du volume). Faiblement cimentée par de l'hématite, cette roche est poreuse et friable. Sa structure à lamination oblique (25° à 35°) correspond à celle de dépôts éoliens, interstratifiés avec des mudstones (lits de granulométrie plus fine d'origine fluviatile correspondant à des dépôts de débordement). L'ensemble s'est mis en place au Permien, dans un contexte continental aride. L'orientation moyenne des structures indique un flux du nord-est pour les dépôts éoliens (Brisebois, 1981), et de l'est pour les alluvions (Gibbling *et al.*, 1992). Recoupées par la côte selon un axe SO-NE, ces structures semblent influencer le profil de la paroi de la falaise, qui nulle part ailleurs sur les îles ne présente cette topographie à replat au droit des falaises de grès. Peu affectés par la tectonique salifère, et donc globalement sans pendage, les terrains constituant la falaise sont néanmoins fracturés selon trois directions : N80°, direction conforme à l'orientation moyenne du trait de côte, et N225° et N180°, directions responsables du découpage de ce tracé par des rentrants atteignant 40 m de profondeur (figure 2).

1.2.2 Les formations superficielles

Le haut de falaise est recouvert de formations superficielles d'épaisseur et de nature variées.

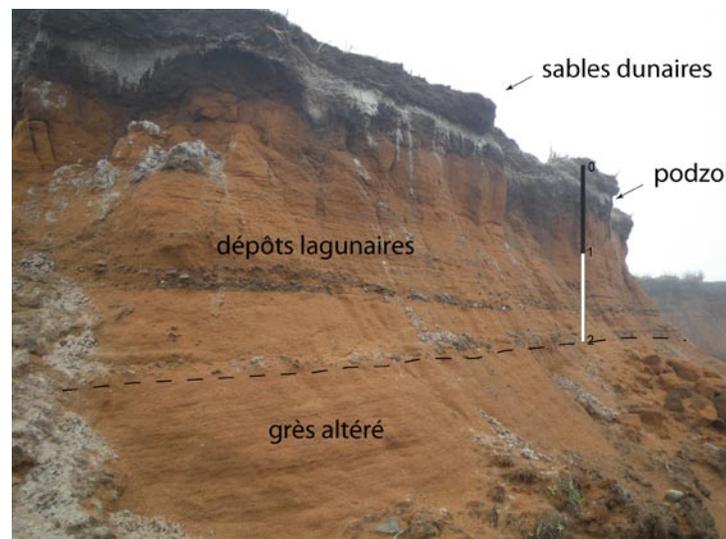


Photo 2. Profil de l'escarpement du haut de falaise du secteur 1.

Le secteur 1, en avant des étangs et de la sablière, est nappé d'un ensemble totalisant jusqu'à 2 m d'épaisseur (figure 4, coupes 2, 3 et 4). De la base au sommet, on observe deux ensembles de sables fins rouges de bas estran vraisemblablement formés en

milieu lagunaire (épaisseur maximale : 1,5 m), séparés du substrat, et entre eux, par des lits de cailloutis d'une dizaine de centimètres. Le sommet de cette formation a subi une podzolisation, et des sables dunaires végétalisés recouvrent le tout sur 0,5 m (Photo 2).

Le secteur 2, plus au sud, ne présente qu'un niveau à galets abondants, et d'épaisseur variable (0,5 à 1 m). Ce niveau est éventuellement podzolisé si sa matrice sableuse est suffisamment abondante. Il est surmonté de sables dunaires végétalisés identiques aux précédents (figure 4, coupe 1 ; photo 3).



Photo 3. Profil de l'escarpement du haut de falaise du secteur 2.

Le grès sur lequel reposent ces formations superficielles est d'autant plus profondément altéré que l'épaisseur de ces dernières est grande, ce qui peut être attribué au drainage plus ou moins rapide de l'eau d'infiltration dans les matériaux de surface, entretenant une colonne d'humidité propice à l'altération du substrat gréseux, mais aussi à la topographie différenciée de ce substrat qui concentre les eaux vers les points les plus bas, donc vers le secteur 1 qui correspond à un large vallon à fond plat. En conséquence, dans le secteur 1, l'escarpement du haut de falaise recoupe, sur 4 m, le grès en place altéré et les formations superficielles sus-jacentes (photo 4). Dans le secteur 2, à l'inverse, l'escarpement du haut de falaise, de dénivellation moindre, ne se développe que dans le lit de galets et les sables dunaires. Cet escarpement est même, par endroits, dédoublé, les sables dunaires formant alors une première rupture de pente au sommet de la paroi (photo 3). Dans ce cas, c'est la limite inférieure du lit de galets qui a été prise comme référence pour mesurer le recul du haut de la falaise.

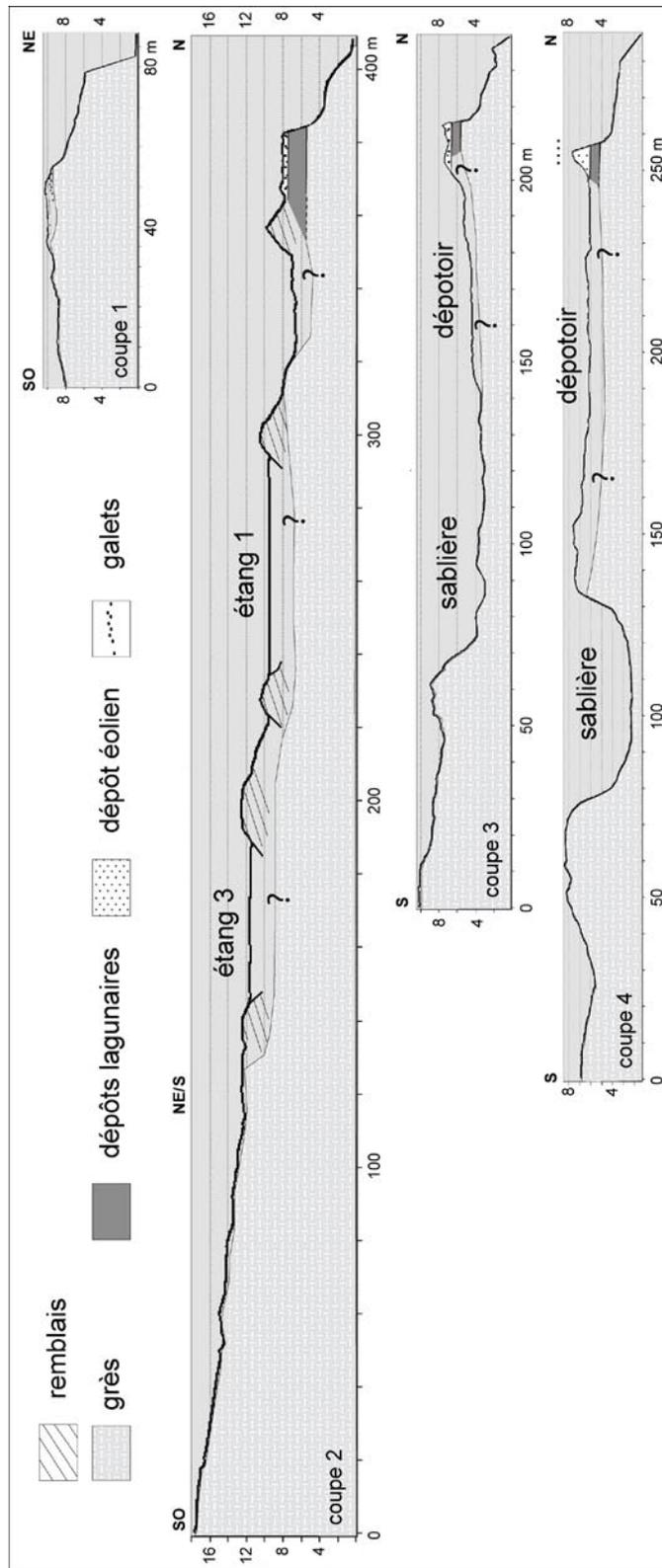


Figure 4. Coupes topographiques et géologiques (voir localisation sur la figure2).

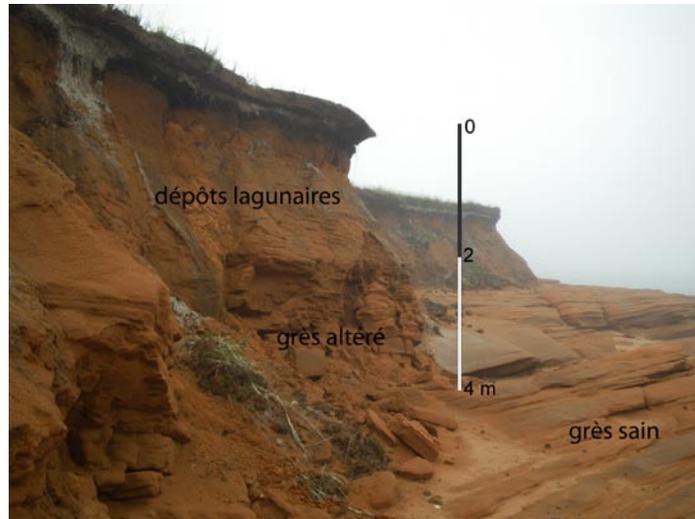


Photo 4. Grès altérés de la paroi de l'escarpement de haut de falaise (secteur 1).

L'épaisseur et l'extension de ces formations superficielles, en arrière de la falaise, ne sont pas déterminées. Pour ce qui est de la parcelle occupée par la sablière et le dépotoir, ces matériaux ont été décapés, et, par endroits, remplacés par une épaisseur inconnue des déchets (figure 4), dont le sommet se trouve à une altitude généralement inférieure de 2 m à celle du rebord de la falaise (figure 2). Le grès en place affleure le long du talus qui sépare la sablière et les étangs.

1.3 Données météo marines et hydrodynamiques

L'amplitude des marées moyennes, aux Îles-de-la-Madeleine, n'est que de 60 cm et de 110 cm pour les marées de vives-eaux (Service hydrographique du Canada, 2008). Dans ces conditions, ni la plate-forme littorale, ni le pied de falaise ne sont découverts à marée basse. Le secteur d'étude est localisé immédiatement au nord-est d'un point de divergence de la dérive littorale (Dubois et Grenier, 1993), de sorte que les conditions hydrodynamiques sont peu propices à l'accumulation de sédiments au pied de la falaise. De plus, dans le secteur à l'étude, la dérive littorale exporte les sédiments livrés par l'érosion de la falaise vers le nord-est, laissant la plate-forme littorale (submergée) nue : cette absence de sédiments prive les vagues d'abrasifs. La hauteur moyenne des vagues du secteur ouest des Îles-de-la-Madeleine est de 0,49 m en été et de 1,1 m en hiver (Owens, 1977). La hauteur significative maximale est de 2,3 m en été et de 3,92 m en hiver. Ce segment de côte est exposé aux tempêtes du nord-ouest (66 % des tempêtes répertoriées entre 1961 et 1990). Le côté ouest des îles est d'ailleurs exposé à deux à trois fois plus de fortes vagues de tempête (plus de 4 m de hauteur) que le côté est

(Ouranos, 2008). Selon les simulations réalisées à partir du Modèle Régional Canadien du Climat (Ouranos, 2008), le nombre de tempêtes ayant le potentiel de générer des vagues de plus de 4 m de hauteur n'augmentera pas et devrait même diminuer pour certains types de tempêtes. Cependant, un réchauffement de température de 2°C d'ici 2050 entraînerait une réduction moyenne de 60 % de la glace de mer dans le Golfe du Saint-Laurent (Senneville et Saucier, 2007), de sorte que le nombre de tempêtes effectives pouvant affecter le littoral devrait être à la hausse d'ici 2050, particulièrement pour les tempêtes du nord-ouest (Savard *et al.*, 2009). Les vagues corrélatives les plus hautes (1 % des vagues) dépassent 4 m au large. En déferlant, elles peuvent recouvrir le replat et atteindre le pied de la partie haute de la falaise, du moins dans le secteur 1 où, de fait, le grès affleure sur la surface du replat qui est régulièrement nettoyée par les vagues. Dans le secteur 2, au contraire, la surface du replat, plus haute, est généralement couverte par des débris en transit. En l'absence de données analysées sur la hausse du niveau de la mer pour la région des Îles-de-la-Madeleine, il est possible de se tourner vers les données des marégraphes les plus proches, soit ceux de North Sydney (N-É) et de Rustico (Î-P-É), qui indiquent une hausse de 3,42 mm/an et de 3,92 mm/an respectivement depuis 1970 (Koozare *et al.*, 2006). Ces valeurs sont supérieures aux 3,1 mm/an liés à la hausse récente mesurée à l'échelle globale entre 1993 et 2008 (Cazenave *et al.*, 2008). La submersion des îles n'est toutefois pas un phénomène récent puisqu'elles seraient en subsidence et en submersion depuis au moins 6 500 ans (Dubois et Grenier, 1993).

2. Valeur, rythme et répartition du recul

2.1 Valeurs de recul

Les distances de recul ont été calculées, pour différentes périodes, à raison d'une mesure tous les dix mètres, perpendiculairement au trait de côte. Les valeurs de recul brut du haut de falaise, calculées sur 45 ans (1963-2008), sont de 17 m en moyenne, pour l'ensemble du linéaire, avec des maxima dépassant 30 m en trois endroits (figure 5), ce qui correspond à un taux de recul moyen de 0,38 m/an (tableau 1).

Haut de falaise	63-77	77-92	92-01	01-08	63-08	50-08
Recul moyen (m)	4,78	5,69	2,50	5,89	16,94	
Taux (m/an)	0,34	0,38	0,28	0,84	0,38	<u>0,29</u>

Tableau 1. Recul du haut de falaise, par périodes.

Pour la même période, avec un recul de moins de 8 m en moyenne, et des extrêmes allant de 0 m à 38 m, le taux de recul du bas de falaise n'est que de 0,17 m/an (tableau 2).

Bas de falaise	63-77	77-92	92-01	01-08	63-08	50-08
Recul moyen (m)					7,89	
Taux (m/an)	0,11	0,24	0,50	0,36	0,17	<u>0,14</u>

Tableau 2. Recul du bas de falaise, par périodes.

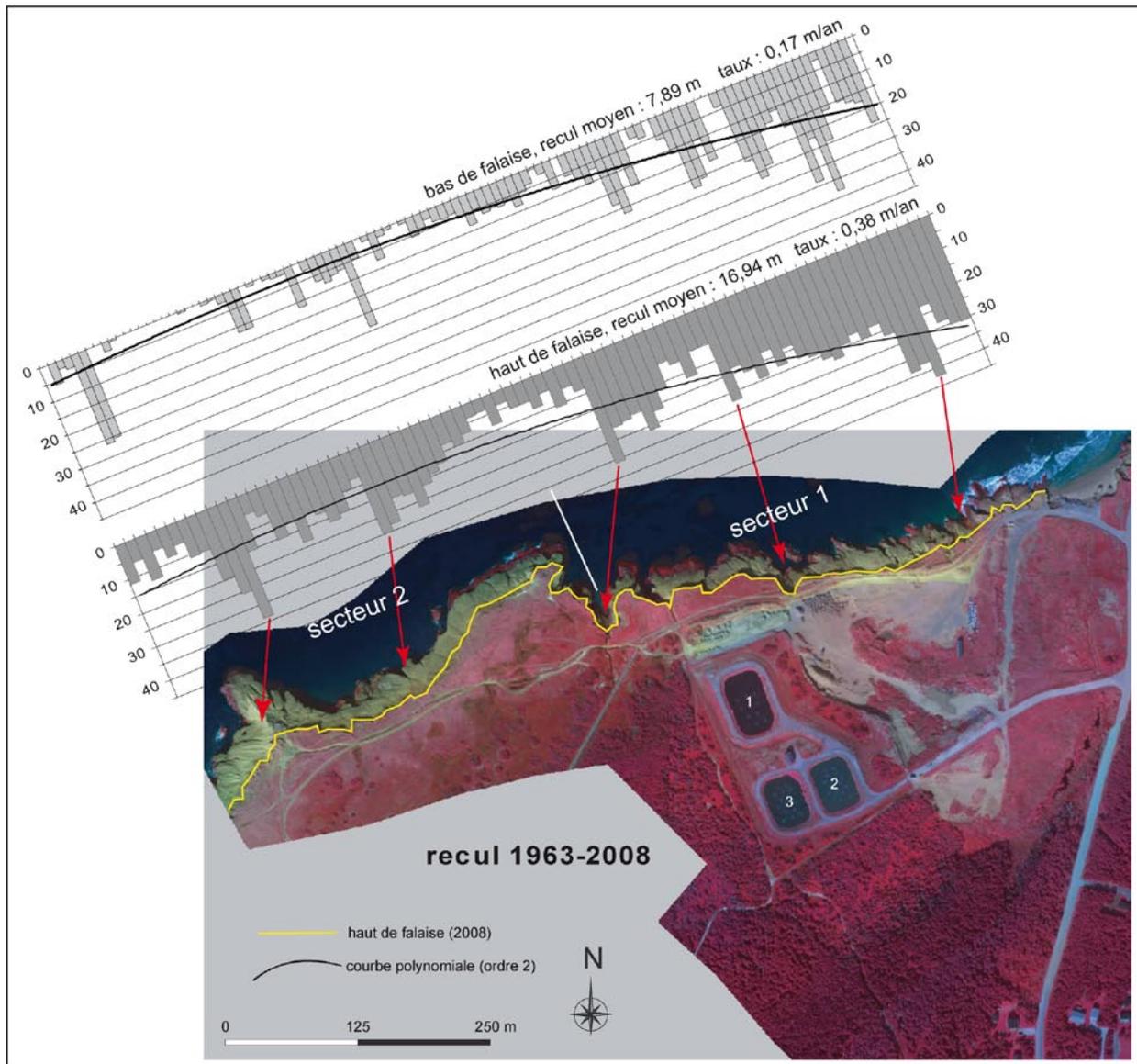


Figure 5. Valeurs et répartition du recul du haut et du bas de falaise entre 1963 et 2008.

Faute d'amers, les photos aériennes de 1950 sont difficilement superposables aux clichés plus récents. Il apparaît cependant que la configuration de la côte, notamment la largeur du replat, n'a pas beaucoup changé entre 1950 et 1963 : cette période n'est donc probablement pas la plus dynamique en terme de recul (le taux de recul extrapolé à 58 ans, *i.e.* entre 1950-2008, serait donc de 0,29 m/an pour le haut et de 0,14 m/an pour le bas de la falaise ; tableaux 1 et 2). Il résulte du recul dissocié du haut et du bas de falaise une largeur croissante, avec le temps, du replat intermédiaire, particulièrement dans la partie est du secteur 1 (figure 6).

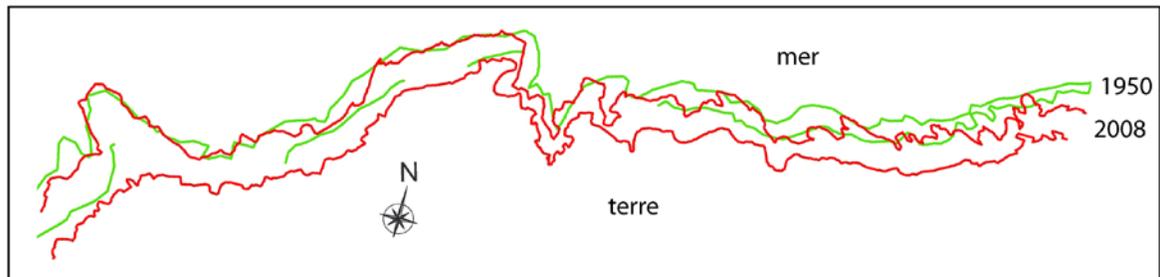


Figure 6. Position comparée du haut et du bas de la falaise en 1950 (vert) et en 2008 (rouge).

À titre de comparaison, le taux de recul obtenu pour la période 1890-1952 (62 ans) par analyse cadastrale au Cap Dauphin (Grosse Île), dont l'exposition et les matériaux – grès de la Formation de Cap aux Meules (Brisebois, 1981) – sont les mêmes, est de 0,35 m/an, soit un peu plus de 21 m en moyenne (Drapeau et Mercier, 1990). Si cette valeur est transposable au secteur de Fatima, cela signifie que le recul moyen ne s'est pas accéléré en 1 siècle. Cela ne veut pas dire qu'il n'existe pas de disparité temporelle dans le recul, comme va le montrer l'analyse du rythme de recul.

2.2 Rythme de recul

Une étude globale sur l'érosion des côtes rocheuses des Îles-de-la-Madeleine évoque un contraste entre la période 1963-1970, à recul rapide, et la période 1970-1983, à recul lent (Grenier et Dubois, 1992). Le même constat a été fait au sujet de la falaise gréseuse de Pointe-aux-Loups (Bernatchez *et al.*, 2008), qui évolue par effondrements à la suite de la formation d'encoches basales. Comme le recul du sommet de la falaise se fait à retardement, il est plus difficile de corréliser le recul mesuré et les événements météorologiques. Toutefois, la période de 1963-1977 fait suite à une période de très forte fréquence de violentes tempêtes qui culmine en 1963 avec 6 tempêtes dont trois

ouragans (Lewis et Morgan, 1984; Grenier, 1993). On ne retrouve pas cette périodicité le long du secteur à l'étude. Le taux de recul du secteur 2 est de 0,28 m/an entre 1963 et 1977, puis quasiment nulle jusqu'à 2001 (0,10 m/an), année à partir de laquelle il s'emballe (0,83 m/an ; tableau 3 et figure 7). Le secteur 1 recule significativement pendant les trois premières périodes (taux compris entre 0,35 et 0,77 m/an), puis encore plus à partir de 2001 (0,85 m/an ; tableau 4 et figure 7). La période récente est donc la plus active dans les deux cas. Malheureusement, il n'est pas possible de comparer ces taux avec ceux d'autres secteurs puisqu'il s'agit de la première étude à fournir des valeurs de recul pour la période de 2001-2008. Il faut d'autre part noter que cette falaise ne montre pas de sensibilité particulière à la recrudescence des tempêtes du nord-ouest reconnue entre 1977 et 1992 (Ouranos, 2008).

Haut de falaise secteur 2	63-77	77-92	92-01	01-08	63-08	50-08
Recul moyen (m)	3,54	0,37	0,26	5,27	12,05	
Taux (m/an)	0,28	0,10	0,10	0,83	0,27	<u>0,22</u>

Tableau 3. Recul du haut de falaise du secteur 2, par périodes.

Haut de falaise secteur 1	63-77	77-92	92-01	01-08	63-08	50-08
Recul moyen (m)	5,12	6,95	3,04	5,84	22,91	
Taux (m/an)	0,43	0,47	0,35	0,85	0,51	<u>0,40</u>

Tableau 4. Recul du haut de falaise du secteur 1, par périodes.

Les paramètres généralement envisagés pour expliquer les variations de vitesse de recul (donc le rythme) sont la réduction de la couverture de glace (comme pour les périodes 1977-1983 et 1996-2006) et l'augmentation de la fréquence des tempêtes et l'élévation du niveau de la mer (que celui-ci soit associé au changement climatique ou aux mouvements de la croûte terrestre).

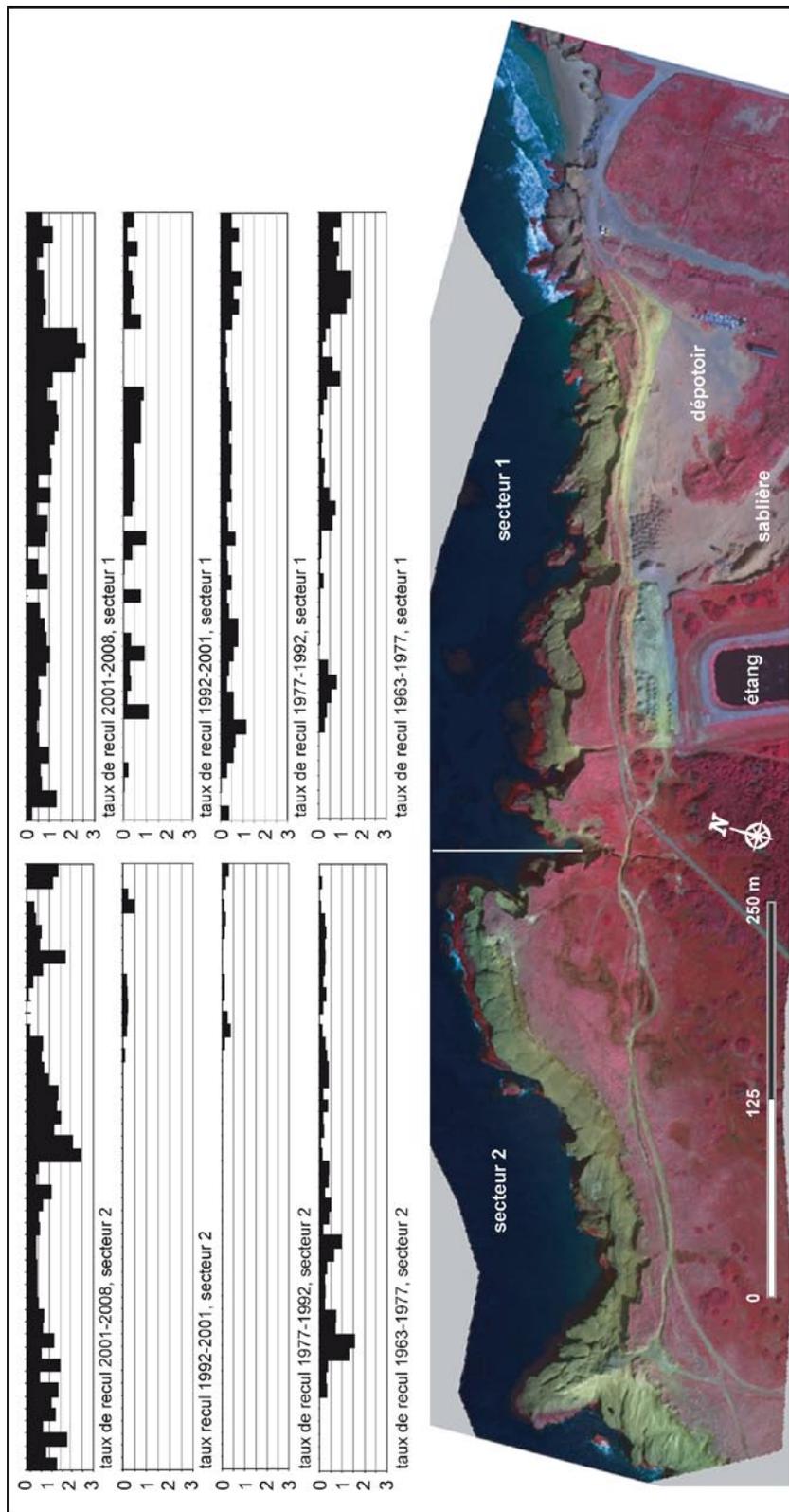


Figure 7. Rythme de recul du haut de falaise.

Ici, les valeurs de recul mesurées pour la période de 1963 à 2001 sont plutôt constantes, suivie d'une très forte accélération de la vitesse de recul jusqu'en 2008. La variabilité de la fréquence des tempêtes sur l'ensemble de la période analysée ne semble donc pas expliquer le rythme de recul. L'élévation du niveau de la mer et son accélération récente constitue par contre un paramètre explicatif très vraisemblable de l'accentuation du recul, car elle permet aux vagues d'atteindre plus régulièrement des points moins résistants situés dans la partie supérieure de la falaise (grès altéré, dépôts meubles). La réduction de la couverture de glace de mer, enfin, expose le littoral à un plus grand nombre de tempêtes, d'autant que leur fréquence est plus grande en hiver. D'ailleurs, la période de 2002-2006 a connu la plus grande anomalie négative de la couverture de glace de mer depuis 1964 (Bernatchez *et al.*, 2008). Ce dernier point mériterait d'être documenté en détail et sur un territoire plus vaste pour être validé.

2.3 Répartition du recul

Pour ce qui est de la répartition du recul (du haut comme du bas), les valeurs sont inversement proportionnelles à l'altitude du haut de la falaise. Cette relation n'est pas très courante : à moyen terme (quelques décennies) il est plus fréquent de constater que le cumul d'éroulements volumineux, normalement associés aux falaises les plus hautes, se traduit par un retrait plus important. Nous verrons par la suite que les modalités d'évolution de cette falaise expliquent ce paradoxe apparent : il ne s'agit pas ici d'éroulements affectant l'ensemble de la paroi, mais d'un recul dissocié du bas et du haut de la falaise, selon des modalités différentes.

Comme l'indique la courbe de tendance (courbe polynomiale d'ordre 2) cette relation doit cependant être nuancée, puisque, localement, le recul peut dépasser 20 m dans le secteur 2, pour une moyenne de 12 m et un minimum de 3,6 m. Ceci traduit une variabilité spatiale du recul plus importante dans ce secteur, où la falaise est la plus haute, et, surtout, où la roche est plus saine : le recul est alors davantage contrôlé par la fracturation que par la résistance globale du grès, uniformément fragilisé par l'altération dans le secteur 1. Le coefficient de variation (écart type/moyenne : plus le résultat est élevé, plus les valeurs de la série sont dispersées) est une bonne expression de la variabilité spatiale du recul. Ce coefficient, calculé sur les distances de recul du haut de falaise, est de 55 pour le secteur 2 et de 33 pour le secteur 1. Ces valeurs deviennent 155 et 75 pour le bas de falaise, où le grès est également sain dans les deux secteurs, mais avec des fractures plus rapprochées dans le secteur 1, qui de fait est plus fragile.

Au total, la paroi de la falaise s'allonge, au fur et à mesure que le replat s'élargie, et le tracé irrégulier de la côte a tendance à s'accentuer, si l'on considère le bas de falaise : les caps sont de plus en plus saillants.

3. Processus et causes du recul

Les processus géomorphologiques de destruction de la falaise sont sensiblement différents dans les deux secteurs étudiés, et cela tient essentiellement à l'épaisseur et à la nature des formations superficielles qu'on y trouve. Il a déjà été dit que la formation la plus épaisse, entretenant l'humidité, favorise la décomposition du grès sous-jacent sur une épaisseur atteignant 2 m. Ainsi, dans le secteur 1, la partie supérieure du grès, ameublie, se délite (photo 4) ou se défait par glissement de pans (photo 5), laissant dans les deux cas les formations superficielles en porte-à-faux, jusqu'à ce qu'elles s'écroulent. Le replat qui se développe en avant de cet escarpement, recoupant le grès sain, correspond donc au front d'altération, c'est-à-dire à la limite séparant la roche saine de la roche pourrie. Il est surprenant de constater que les débris produits par le recul du haut de la falaise n'encombrent pas (en juin 2009, et en août 2005) la surface de ce replat (photo 4). Cela s'explique par l'action des vagues les plus hautes, qui, au déferlement, peuvent submerger le replat et emporter dans leur retrait les débris minéraux.



Photo 5. Glissement de pan affectant le grès altéré (secteur 1).

Dans le secteur 2, le grès est moins altéré et plus résistant, et en outre les formations superficielles sont moins épaisses et plus perméables. L'eau des précipitations infiltrée en arrière de la falaise ressort rapidement au contact des grès, emportant avec elle des galets et des sables de la formation inférieure (photos 3 et 6), et ravinant les matériaux

en transit accumulés sur le replat en pente, qui ici ne correspond donc pas à un front d'altération dénudé. En outre, l'altitude de ce replat est plus élevée (entre 6 et 8 m) que celle du replat du secteur 1 (entre 3 et 4 m), ce qui le laisse hors de portée des vagues. Le déblaiement par la mer est donc moins sensible dans le secteur 2, dont le haut de falaise, de fait, recule moins vite (0,27 m/an contre 0,51 m/an, entre 1963 et 2008).



Photo 6. Ruissellement sur le replat (secteur 2).

Dans ces conditions, on conçoit qu'une élévation du niveau de la mer puisse accentuer l'érosion du haut de la falaise. On ne peut pas en dire autant pour le bas, qui recule essentiellement par délogement de blocs gréseux dont la taille, variable, est commandée par l'espacement des fractures qui affectent la roche. Le rôle du mitraillage est au contraire infime, compte tenu de la faible quantité de sédiments reposant sur la plate-forme littorale et susceptible d'être brassés par les vagues et projetés sur la paroi de la falaise. De fait, le bas de la falaise recule moins vite que le haut (0,17 m/an contre 0,38 m/an), d'où l'élargissement graduel du replat. Le phénomène s'observe particulièrement bien à l'extrémité est du secteur 1 où la falaise avait un profil à paroi simple en 1950 et a un profil à replat en 2008 (et le changement de profil s'est produit entre 1963 et 2008) (figure 6). La falaise évolue donc globalement par dénudation, et, logiquement, là où la couverture de formations superficielles est la plus épaisse, c'est-à-dire dans le secteur 1, le phénomène est plus prononcé et se traduit en outre par l'apparition d'un replat horizontal, correspondant à la mise à jour du front d'altération dans le grès.

4. Évaluation du risque lié au recul

On aurait pu imaginer que le décapage des formations superficielles dans le secteur 1 aurait ralenti les processus d'érosion continentaux liés au ruissellement et à l'infiltration d'eau qui, en ressortant sur la paroi, détruit la falaise. Cela ne semble pas être le cas, puisque le recul du haut de falaise par glissements de pans peu profonds ne semble pas ralenti par sa position actuelle, perchée au-dessus du fond de la sablière qui se trouve en arrière, et qui capte les eaux de ruissellement. Donc si le secteur 1 (anthropisé) recule plus vite que le secteur 2 (naturel), cela tient plus à des caractéristiques topographiques et sédimentaires héritées, dont les conséquences érosives perdurent.

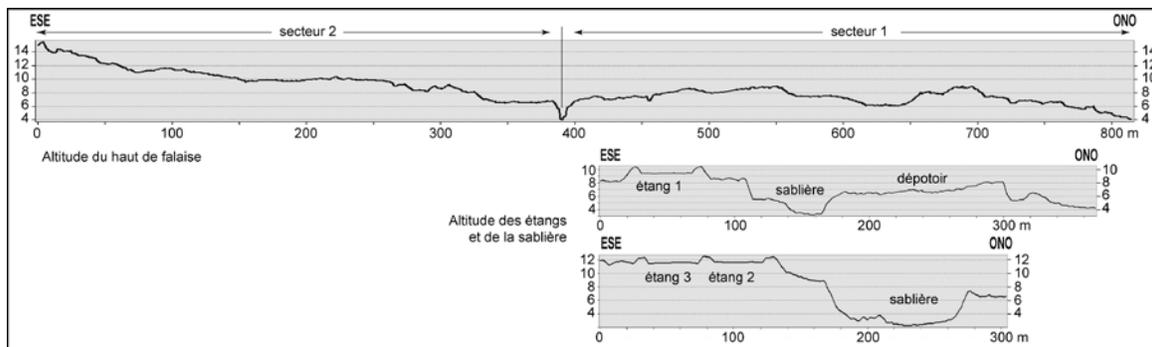


Figure 8. Altitudes comparées du haut de falaise, des étangs et de la sablière.

Par contre, la topographie artificialisée de l'arrière de la falaise change les conséquences du recul. Les figures 8 et 9 montrent en effet que, du fait des travaux d'excavation réalisés sur la parcelle 3 135 115, les altitudes immédiatement en arrière de la falaise sont comprises entre 4 et 6 m (zone décapée), contre 8 m au sommet, et que des secteurs dont l'altitude est égale, ou même inférieure à celle du replat (soit 3,5 m) se trouvent à moins de 60 m du haut de falaise. Si on extrapole la distance de recul maximale sur les 45 dernières années (soit un peu plus de 40 m) au 45 prochaines années, le haut de falaise sera décalé d'une quarantaine de mètres vers l'intérieur des terres, valeur en bon accord avec le recul moyen de 34 m et de 56 m d'ici 2050 prévu pour le secteur est de Cap-aux-Meules et le secteur ouest de Pointe-aux-Loups respectivement (Bernatchez *et al.*, 2008). L'altitude du haut de falaise sera alors de 4 m (figure 9). Dans ces conditions, toutes choses égales par ailleurs, le fond de la sablière (2 m) sera certainement exposé à des phénomènes de submersion en cas de tempêtes et de surcotes. Mais il faut ajouter à cela une inconnue : la résistance des matériaux comblant le dépotoir, susceptible de modifier (et probablement d'accélérer) la vitesse

de recul. D'autre part, l'élévation relative prévue du niveau de la mer au cours du prochain siècle, dans un contexte de réchauffement climatique, est d'environ 50 à 60 cm pour la région des maritimes de l'est du Canada (Parkes *et al.*, 2006), ce qui est susceptible, compte tenu des modalités d'érosion qui affectent la falaise, d'augmenter le taux de recul (qui est 0,51 cm/an entre 1963 et 2008, pour le secteur 1), mais aussi la dénivellation entre haute mer et fond de la sablière, et donc les risques de submersion (figure 9). Les étangs aérés pourraient donc être bordés par la mer au nord et à l'est dans moins de 50 ans, seulement protégés par les grès qui affleurent sur le flanc ouest de la sablière. Les travaux d'excavation auront alors un effet aggravant sur la vitesse de recul du trait de côte et sur le risque d'érosion puisque les vagues pourront affouiller le versant qui borde les étangs aérés.

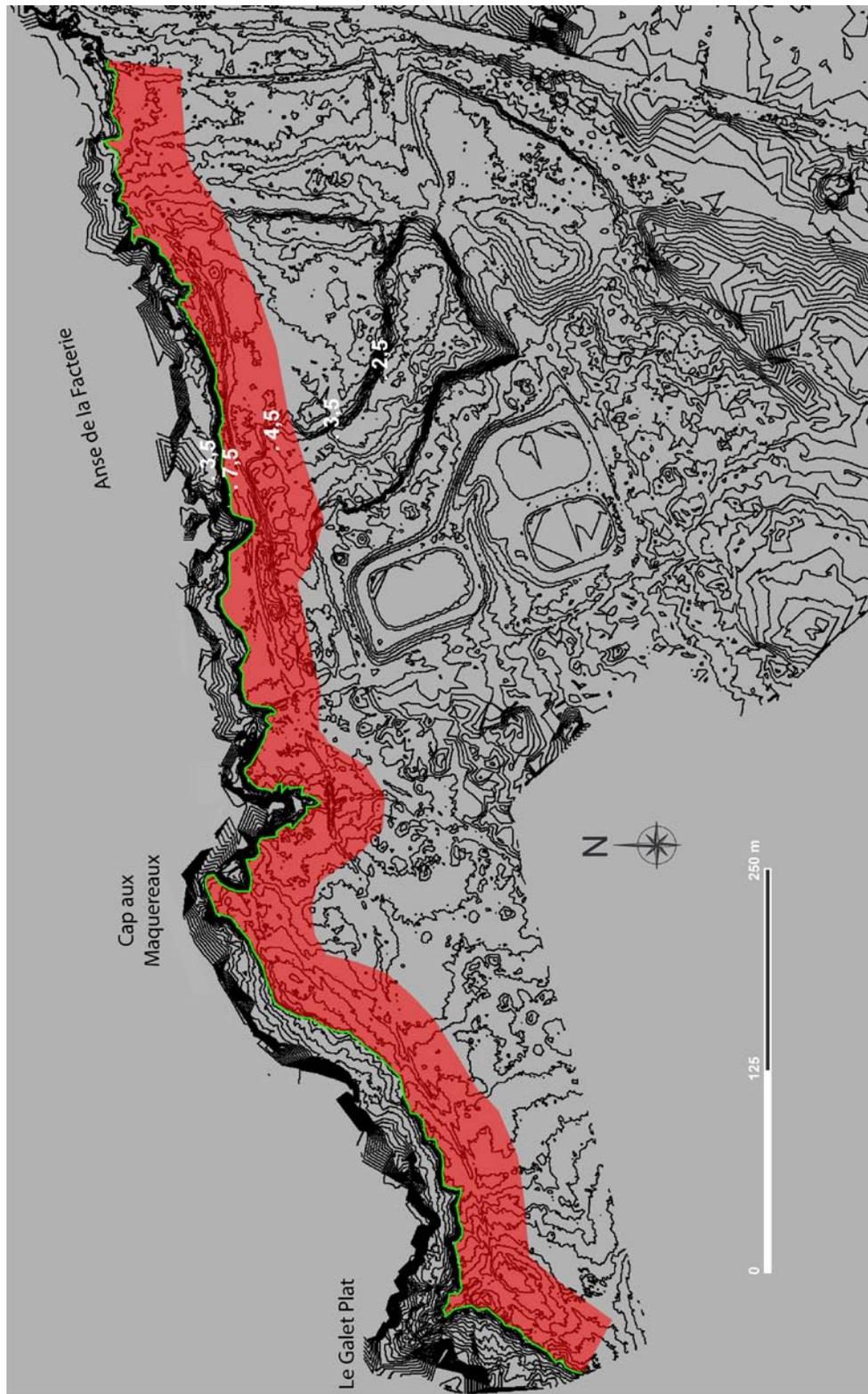


Figure 8. Recul probable (zone rouge) à échéance de 45 ans (équidistance des courbes de niveau : 0,5 m. Altitudes en mètres).

Travaux cités

- Bernatchez P., Dubois J.M.M.** (2004) – Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritimes laurentien. *Géographie Physique et Quaternaire*, 1, 45–71.
- Bernatchez P., Fraser C., Friesinger S., Jolivet Y., Dugas S., Drejza S, 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.
- Brisebois D.** (1981) – *Lithostratigraphie des strates permo-carbonifères de l'archipel des Îles de la Madeleine*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, DPV-796, 48 p.
- Cazenave A., Lombard, A., Llovel W.** (2008) – Present-day sea level rise: a synthesis. *C.R. Geoscience*, 340, 761–770.
- Dubois J.-M.M., Grenier A.** (1993) – The Magdalen Islands, Gulf of Saint Lawrence. Coastlines of Canada, *8th Symposium on Coastal and Ocean Management*, New Orleans, Louisiana, July 19-23, 1993, 170–182.
- Drapeau G., Mercier O.** (1990) – Modélisation de l'évolution du littoral des îles de la Madeleine. *Géographie Physique et Quaternaire*, 2, 217–226.
- Gibling M.R., Calder J.H., Ryan R., Van de Poll W, Yeo J.M.** (1992) – Late Carboniferous and early Permian drainage patterns in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 338–352.
- Grenier A.** (1993) – *Évolution littorale récente et impact des structures artificielles aux Îles de la Madeleine, golfe du Saint-Laurent, Québec*. Mémoire de maîtrise, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 275 p.
- Grenier A., Dubois J.M.M.** (1992) – L'évolution des côtes aux Îles-de-la-Madeleine. *InfoGéoGraphes*, 1, 59–64.
- Groupe Madelin'Eau** (2004) – Gestion des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine, un défi de développement durable. Rapport remis à la Municipalité des Îles-de-la-Madeleine, 60 p.

- Koohzare A., Vanicek P., Santos M.** (2006) – Compilation of a map of recent vertical crustal movements in Eastern Canada Using geographic information system. *Journal of Surveying Engineering*, 132, 160–167.
- Lewis P.J., Morgan M.D.** (1984) – *Severe storms of Canada's East coast: a catalogue summary for the period 1957 to 1983*. Report n° 84-13, Canadian Climate Centre, Atmospheric Environment Service, Canadian Climate Program, 322 p.
- Ouranos** (2008) – *Étude de la sensibilité des côtes et de la vulnérabilité des communautés du golfe du Saint-Laurent aux impacts des changements climatiques. Synthèse des résultats*. 48 p.
- Parkes G.S., Forbes D.L., Ketch L.A.**, (2006) – Élévation du niveau de la mer et subsidence régionale. In Daigle R., éd., *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.
- Senneville S., Saucier F.J.** (2007) – *Étude de sensibilité de la glace de mer au réchauffement climatique dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent*. Rapport de recherche remis à OURANOS.
- Service hydrographique du Canada** (2008) – Marées, courants et niveaux d'eau. Site Internet consulté en février 2008. <http://www.waterlevels.gc.ca/french/Canada.shtml>
- Savard J.-P., Bernatchez P., Morneau F., Saucier F.** (2009) – Vulnérabilité des communautés côtières de l'est du Québec aux impacts des changements climatiques. *La Houille Blanche*, 2, 59–66.