

GÉODYNAMIQUE LITTORALE DE LA COUCHE DILUVIENNE DE 1996, BAIE DES HA! HA!, FJORD DU SAGUENAY, QUÉBEC, CANADA.

Tremblay, H.¹, Locat, J.¹ et Urgeles, R.²

¹ Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, Québec, Qc, G1K 7P4

² Faculty of Geology, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès, s/n, 08028 Barcelona

RÉSUMÉ

En juillet 1996 d'importantes précipitations se sont produites dans la région amont du fjord du Saguenay. Ce désastre a été marqué par des crues catastrophiques de quelques rivières tributaires du fjord du Saguenay, lesquelles ont transporté autour de 20 millions de tonnes de sédiments dans la portion amont du fjord. Cet événement n'a pas eu que des conséquences dramatiques puisque les nouveaux sédiments ont recouvert les sédiments contaminés préexistants, dans ce secteur, d'une couche de sédiments propres. Suite à cet événement, plusieurs campagnes d'échantillonnage et de levés géophysiques ont été réalisés afin d'évaluer l'efficacité de la couche comme barrière géologique aux contaminants. Cet article présente une description de la morphologie de la couche déposée lors du déluge aux embouchures des rivières À Mars et des Ha! Ha!. À certains endroits, cette couche atteint jusqu'à 7 m d'épaisseur. Un des aspects importants à considérer dans l'évaluation de la performance de la couche est sa stabilité. En effet, un des risques de la déposition intense tout près des embouchures des principaux tributaires est que ces secteurs sont maintenant formés de deltas instables étant donné leur croissance rapide. Quelques signes d'instabilité ont d'ailleurs déjà été notés dans cette région et sont mentionnés dans cet article.

Abstract. In July 1999 an important flood took place in the upstream area of the Saguenay Fjord. This disaster was marked by catastrophic water level rising of some tributaries of the fjord which have delivered about 20 million tons of sediment in the upper portion of the fjord. This event was not only marked by dramatic consequences as new sediments have recovered the pre-existing contaminated sediments with a layer of clean sediments. Following the flood, many sampling campaigns and swath bathymetry surveys were conducted to evaluate the performance of the new layer as a geological barrier to contaminants. This paper presents a morphological study of the new layer deposited near the mouth of the "À Mars" and "Ha! Ha!" rivers. Depending on the position, the layer can reach up to 7 m thick. One of the aspects that must be considered in evaluating the performance of capping layer is its stability. In fact, one of the major risks of an intense deposition in the river mouths is that these areas are now formed of unstable deltas because of their rapid construction. Up to now, some instability signs were noted in this region and are mentioned.

INTRODUCTION

Une des méthodes utilisée pour gérer les sédiments contaminés est de les recouvrir par une couche de sédiments propre. Cette nouvelle couche joue alors un double rôle, soit celui d'isoler physiquement et chimiquement les contaminants présents dans les sédiments afin de protéger l'environnement et celui de stabiliser les sédiments pour en prévenir la resuspension et le transport (Palermo *et al.* 1998). Le fait d'ajouter une couche propre empêche les organismes benthiques d'être en contact avec les contaminants et permet de réduire le flux de contaminants dissous vers la colonne d'eau puisque ce milieu favorise une meilleure rétention des contaminants présents en fournissant des sites d'adsorption.

Un des éléments importants dans l'évaluation de l'efficacité d'une couche de recouvrement est la stabilité globale de cette couche. La plupart des problèmes d'instabilité surviennent très rapidement après la mise en place de la couche de recouvrement, donc à court terme (Ling et Leshchinsky 1996). En effet, c'est à ce moment que des excès de pressions interstitielles maximales sont générés sans que leur dissipation ait eu le temps de se produire. Alors, plus l'épaisseur de la couche est importante, plus les risques de rupture sont élevés lorsque les sédiments contaminés ont une résistance au cisaillement faible. Des cas de rupture ont déjà été observés suite à des tempêtes, comme dans le Long Island Sound où plusieurs monticules de sédiments recouverts ont été construits (Demars *et al.* 1984, Long et Demars 1987). Les vagues produites par une tempête ont généré des pressions interstitielles suffisantes pour provoquer la rupture d'un secteur du site de recouvrement. Sur ce site, le suivi de la bathymétrie a révélé que les tassements étaient très lents et importants, indiquant que les pressions interstitielles n'étaient pas complètement dissipées après 5 mois. Lors du passage d'un ouragan, les pressions interstitielles non dissipées additionnées à celles générées par les vagues de la tempête ont été suffisantes pour provoquer la rupture d'une portion d'un monticule.

Il n'y a pas que les tempêtes qui peuvent provoquer des ruptures dans les couches de recouvrement. Certains risques sont associés aux problèmes de liquéfaction qui peut être causée par l'activité séismique, l'action des vagues, le dynamitage, la propulsion des navires, etc. (Palermo *et al.* 1998) ainsi que la sédimentation rapide (Syvitski *et al.* 1987). Les couches de recouvrement en sable sont plus susceptibles de se liquéfier car le sable est saturé et à l'état très lâche, donc possède toutes les conditions pour être sujet à la liquéfaction.

L'étude de la couche de recouvrement du Saguenay est un cas particulier de recouvrement de sédiments contaminés puisqu'il s'agit d'une couche mise en place naturellement lors de crues catastrophiques des principales rivières tributaires du fjord. Cette couche, a permis de recouvrir les sédiments contaminés principalement par le mercure et les HAP (hydrocarbures polyaromatiques, Pelletier et Canuel 1988) d'une couche de sédiments propres de 20 à 50 cm d'épaisseur en moyenne dans la partie amont du fjord.

Un des premiers impacts observés après la déposition de la couche de sédiments a été la destruction de la faune benthique. En effet, selon Pelletier *et al.* (1999), le nombre

d'espèces est passé de 40 à 4 et la densité des populations, comme les nématodes, a été réduite de dix fois. Toutefois, d'après ces mêmes auteurs et De Montety *et al.* (2000), la recolonisation n'a pas tardée et a même atteint l'état d'avant 1996, et ce, dans la plupart des stations étudiées. Par contre, l'ajout de la nouvelle couche a modifié dramatiquement l'état d'équilibre géochimique sous l'interface eau-sédiments. À ce propos, Mucci et Edenborn (1992) ont déjà proposé un modèle qui explique le comportement diagénétique et la remobilisation du fer et du manganèse ainsi que la migration du front d'oxydation suite à la déposition des sédiments du glissement de St-Jean-Vianney en 1971. Selon Mucci *et al.* (2000), ce modèle s'applique également au cas de la couche post-déluge de 1996. Un autre impact important est la modification de la bathymétrie (Kammerer *et al.* 1998) puisqu'à certains endroits la couche atteindrait 7 m d'épaisseur. Une conséquence de ceci est d'engendrer des zones d'instabilité dues à un chargement rapide induisant des excès de pression interstitielle dans les sédiments sous-jacents. Aussi, des processus comme l'érosion, la re-suspension et la déposition et des phénomènes comme l'activité sismique de la région peuvent perturber l'intégrité de la couche de recouvrement. En effet, il est reconnu que la majorité des mouvements de masse sous-marins dans la région sont dus à des séismes (Schafer et Smith 1987, Syvitski et Schafer 1996, Locat *et al.* 2000).

Au cours des quatre dernières années, des campagnes d'échantillonnage et des levés de géophysiques ont été réalisés dans le secteur à l'étude qui couvre la Baie de Ha! Ha! et le Bras Nord du fjord du Saguenay (fig. 1). Quelques résultats seront présentés pour décrire la morphologie de la nouvelle couche et évaluer la stabilité des zones deltaïques des rivières des Ha! Ha! et À Mars (Baie des Ha! Ha!).

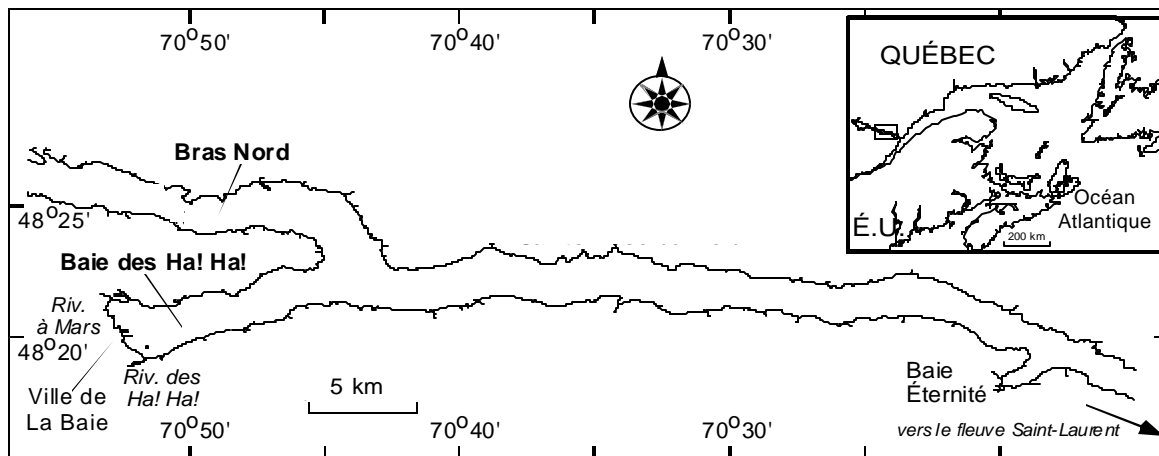


Figure 1. Carte de localisation de la Baie des Ha! Ha! et du Bras Nord, fjord du Saguenay, Québec.

MÉTHODOLOGIE

Levés de géophysique

Les données présentées dans cet article ont été obtenues grâce à des levés de sonar multifaisceaux SIMRAD de type EM1000 et EM3000. Les caractéristiques des deux modèles sont énumérées dans le tableau 1. Le sonar EM1000 a été utilisé pour couvrir l'ensemble du fjord du Saguenay. Le EM3000 a été utilisé uniquement dans les secteurs où l'épaisseur de la colonne d'eau est inférieure à 100 m. Le EM3000 permet d'obtenir une meilleure résolution et une bathymétrie beaucoup plus détaillée que le EM1000. Ces données ont été acquises en collaboration avec le Service Hydrographique Canadien (Institut Maurice-Lamontagne) et l'Université du Nouveau-Brunswick (Ocean Mapping Group).

Caractéristiques	EM1000	EM3000
Profondeur d'eau maximale	1000 m	100 m
Fréquences des ondes	95 kHz	300 kHz
Nombre de faisceaux	60	127
Angle entre les faisceaux	2.5°	1.02°
Dimension transversale des faisceaux	3.3°	1.5°
Dimension longitudinale des faisceaux	2.4°	1.5°
Navire utilisé	RV F.G. Creed	C.S.S. Puffin
Vitesse du navire lors des levés	15 kn	12 kn

Tableau 1. Caractéristiques des sonars multifaisceaux de type SIMRAD.

Échantillonnage

Les paramètres géotechniques utilisés dans les calculs de stabilité ont été déterminés sur des carottes prélevées à l'aide d'un échantillonneur à boîte et de type Lehigh. Dans le premier cas, les carottes mesurent au maximum 60 cm de long et dans le deuxième, elles peuvent mesurer jusqu'à 2 m.

RÉSULTATS

Géomorphologie de la portion amont de la Baie des Ha! Ha!

La figure 2 montre l'emplacement des zones d'intérêt du présent article. Les encadrés représentent les secteurs qui seront présentés en détails dans les prochains paragraphes. Ces endroits ont été sélectionnés car ils se situent aux principales zones de décharge des sédiments provenant des rivières des Ha! Ha! (encadré A) et À Mars (encadré B).

Les figures 3 et 4 sont des images obtenues à partir du EM3000 au cours de l'été 1999. Elles montrent la morphologie sous-marine de la partie amont de la Baie des Ha! Ha!, soit

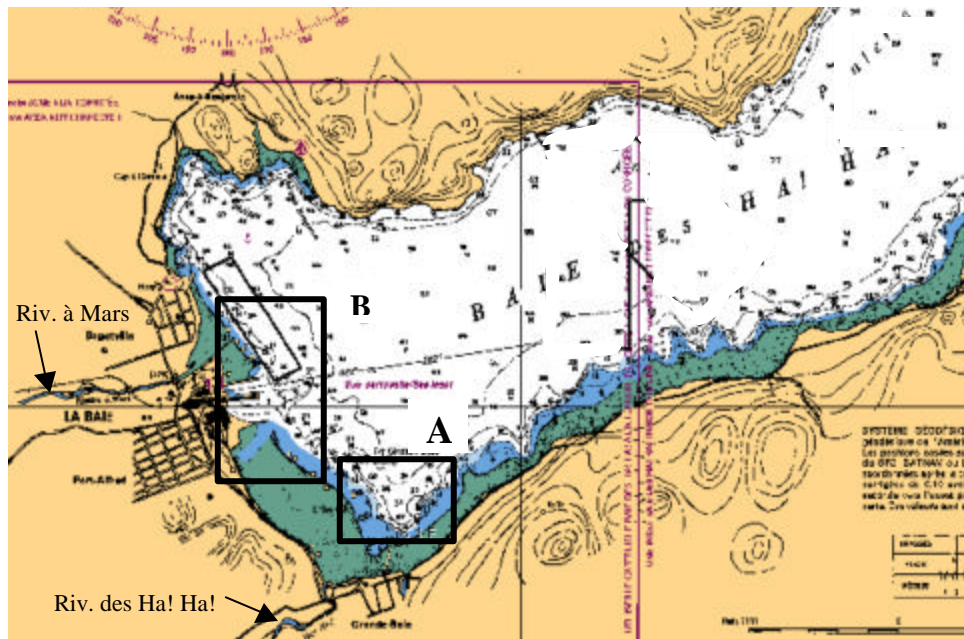


Figure 2. Localisation des deux secteurs étudiés (encadré A = delta de la riv. des Ha! Ha! et encadré B = delta de la riv. À Mars).

aux embouchures des rivières des Ha! Ha! (fig. 3) et À Mars (fig. 4). La profondeur d'eau pour ces deux images varie de 0 à 60 m pour la figure 3 et de 0 à 100 m pour la figure 4. Dans les deux cas, l'éclairage utilisé dans les illustrations provient du nord-ouest.

À la figure 3, on distingue très nettement les chenaux d'écoulement orientés vers le nord-est provoqués par le courant torrentiel provenant de la rivière des Ha! Ha! lors du déluge de 1996. Plusieurs glissements ou décrochements sont visibles sur cette image. Certains, comme ceux au nord du secteur, montre un net couloir d'écoulement. Ceux plus au sud sont très chenalisés et sont séparés de ceux de la portion nord par une crête. La largeur totale de la zone d'écoulement chenalisée est de 450 m directement à l'entrée dans le fjord pour rétrécir à environ 300 m en s'éloignant du bord (vers le nord-est). Le tout forme une structure deltaïque typique de l'embouchure d'une rivière. Sur cette image, on peut également observer des méga-rides perpendiculaires à la direction de l'écoulement, ayant une amplitude de quelques mètres et une longueur d'onde de 8 m juste à l'embouchure et s'éspaçant progressivement à 40 m en s'éloignant de la rive (Locat *et al.* 2000). La présence des rides indique une mise en place rapide des sédiments. En tout, le delta s'avance sur une distance d'environ 1.5 km (non visible complètement sur l'image).

La figure 4 montre un secteur situé juste au nord-ouest de la figure précédente, soit autour des quais de l'Alcan. À l'extrême sud du secteur, on peut voir des chenaux d'écoulement, formés par les courants de la rivière des Ha! Ha! et limités par une crête orientée est-nord-est. Juste un peu au nord de cette crête, on distingue un secteur rempli de débris, probable-

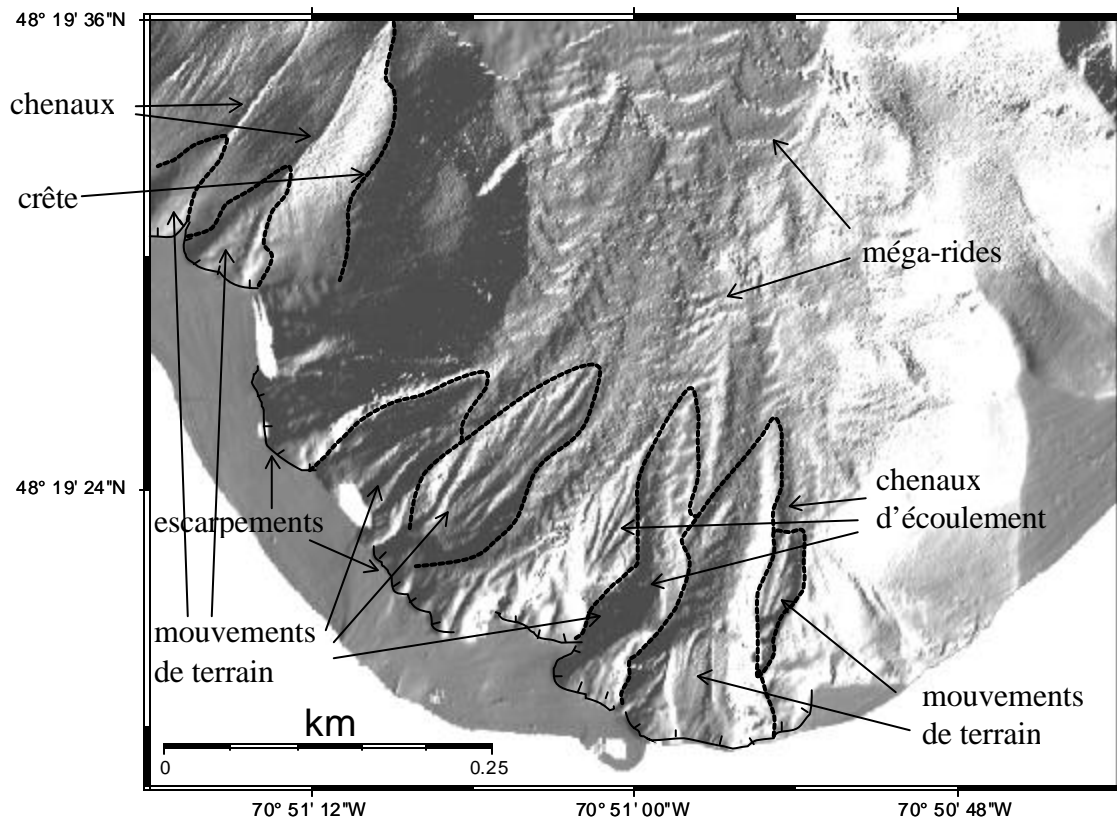


Figure 3. Morphologie fine du delta de la rivière des Ha! Ha! réalisée à l'aide de levés multifaisceaux au EM3000 en 1999 (tiré de Locat *et al.* 2000).

ment de nature très variée, reconnaissables par une texture rugueuse. Dans le secteur des quais, on voit les traces laissées par le passage fréquent des navires lorsqu'ils entrent et sortent du port en laissant traîner leurs ancres. Il est donc clair que les sédiments de cette région sont fortement sollicités par les forces externes de remobilisation. Complètement au nord du secteur, une autre zone de rides est visible avec quelques chenaux d'écoulement. Il s'agit de la zone de décharge de la rivière À Mars qui elle aussi a subi une crue importante lors du déluge. Les méga-rides ont une longueur d'onde qui varie de 10 à 30 m. La zone deltaïque fait environ 650 m de large par 500 de long (non visible complètement sur l'image). La morphologie des rides sur le delta de la rivière À Mars est moins bien structurée que celle de la rivière des Ha! Ha!. Ceci pourrait être dû à une déstabilisation partielle des sédiments sous-jacents.

Épaisseur de la couche de 1996

L'épaisseur des nouveaux sédiments déposés lors de la crue a été évaluée par Kammerer *et al.* (1998) à l'aide de données obtenues du sonar multifaisceaux EM1000 en comparant les données de 1993 à celles de 1997. La figure 5 présente une image au EM1000 de la Baie des Ha! Ha! et la position des agrandissements illustrés aux figure 6 et 7. Ces figures montrent la morphologie (en a), des images des différences DTM (Digital Terrain Model) sur lesquelles les zones blanchâtres correspondent aux zones d'accumulation de nouveaux

sédiments entre 1993 et 1997 (en b) ainsi que les profils bathymétriques selon différentes lignes (en c).

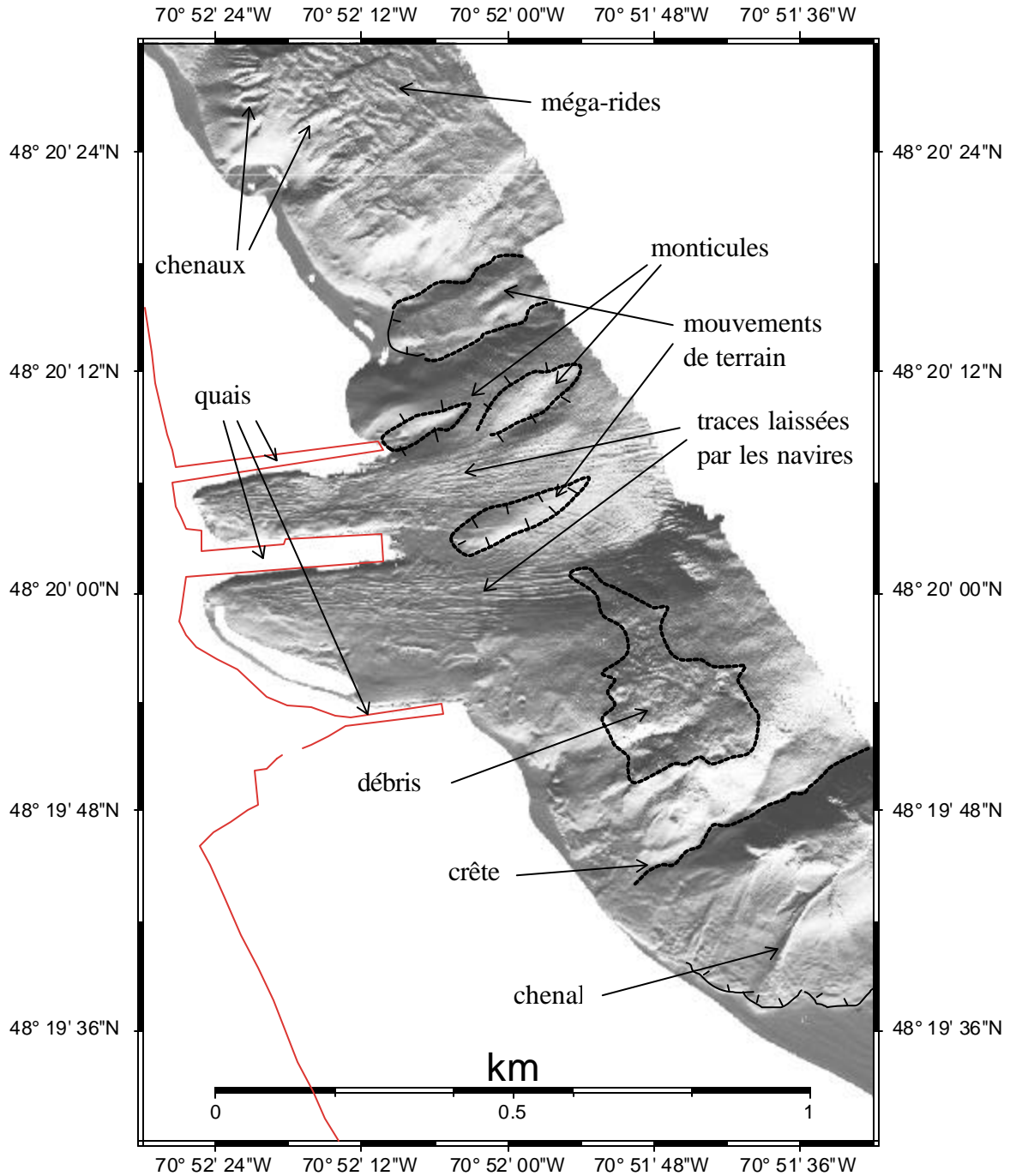


Figure 4. Morphologie fine du secteur des quais et du delta de la rivière À Mars réalisée à l'aide de levés multifaisceaux au EM3000 en 1999.

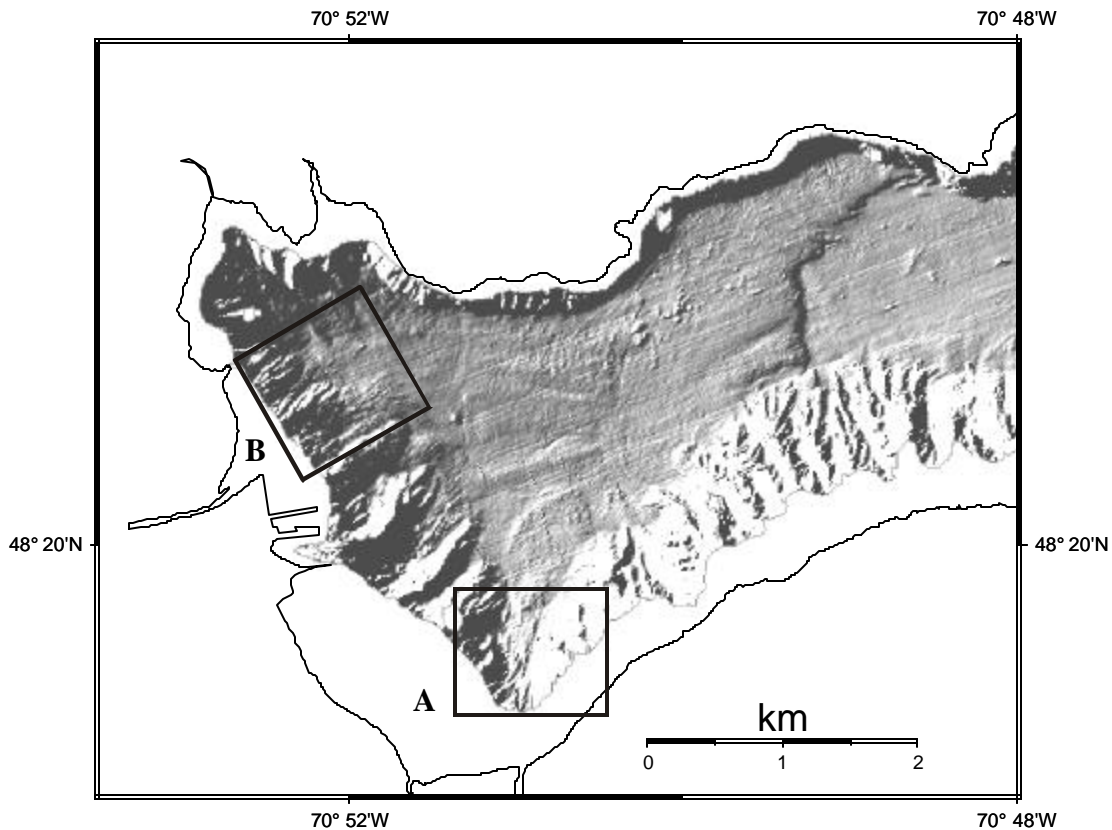


Figure 5. Carte de la morphologie de la Baie des Ha! Ha! obtenue au EM1000 en 1997 montrant la localisation des secteurs présentés aux figures 6 (encadré A) et 7 (encadré B).

La figure 6a montre un agrandissement de l'encadré A de la figure 5. Les zones pâles (fig. 6b) sont les endroits où l'accumulation de sédiments a été la plus forte. Les profils (en c) indiquent bien la différence entre la surface des sédiments en 1993 (quelques années avant le déluge) et celle en 1997. L'épaisseur de la nouvelle couche atteint par endroit jusqu'à 6 m au niveau du profil 2 et 7 m pour le profil 3. La figure 7a montre la morphologie à l'embouchure de la rivière À Mars, et la figure 7b indique comment sont distribués les nouveaux sédiments (zones blanchâtres) et les zones où il y a eu une perte de matériel soit par érosion ou par glissement (zones noires). Tout près de la rive (profil 1) une épaisseur de près de 10 m de sédiments a été transporté puisque la surface des sédiments en 1993 était à un niveau supérieur à celui de 1997. Étant donné la forme des dépressions et la présence de chenaux d'écoulement, il pourrait s'agir de glissements sous-marins qui ont été utilisés par la suite pour écouler les nouveaux apports en sédiments. Sur le profil 2, on remarque que l'accumulation de sédiments s'est surtout faite dans les dépressions où elle atteint une épaisseur de 7 m. Comme pour le cas du delta de la rivière des Ha! Ha!, l'épaisseur diminue en s'éloignant de la rive. Sur la figure 7, deux agrandissements sont également montrés. Ils mettent en évidence le changement de texture de la surface des sédiments. On distingue bien la progression vers l'est de la zone deltaïque par la présence des rides plus abondantes et sur une surface plus étendue en 1997 par rapport à 1993.

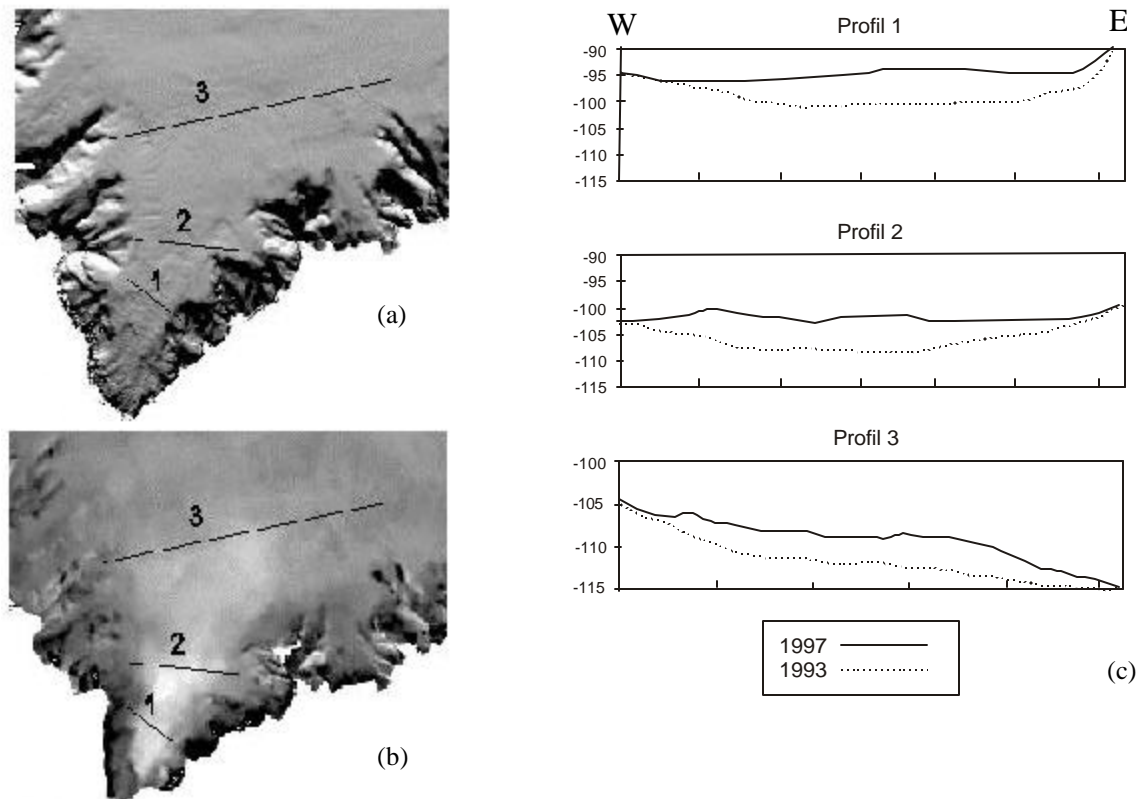


Figure 6. Détails de la couche déposée en 1996 lors du déluge dans le secteur du delta de la rivière des Ha! Ha!. (a) morphologie au EM1000 en 1997, (b) différences DTM (les zones pâles correspondent aux accumulations entre 1997 et 1993) et (c) profils montrant l'épaisseur de la couche déposée lors du déluge (tiré de Kammerer *et al.* 1998).

Propriétés géotechniques des sédiments

Les sédiments déposés aux embouchures des rivières des Ha! Ha! et À Mars sont fort probablement grossiers et très hétérogènes. Les particules seraient principalement constituées de sable et de gravier pouvant contenir des blocs de plusieurs centimètres et même de l'ordre du mètre. En se basant sur leur environnement de déposition, *i.e.* sur un delta où la vitesse du courant diminue rapidement entre le moment où les particules sortent de la rivière et celui où elles arrivent dans le bassin de la baie, on peut présumer que leur taille diminue rapidement en s'éloignant de la rive. Malheureusement, aucun échantillon n'a pu être récupéré dans les secteurs dont il est question dans cet article car les méthodes d'échantillonnage utilisées ne permettent pas de prélever des échantillons dans un type de dépôt aussi grossier. Étant donné que les matériaux les plus critiques dans l'évaluation de la stabilité sont les sédiments à faible résistance que l'on retrouve sous la couche de crue, les propriétés géotechniques nécessaires à l'évaluation de la stabilité ont été évaluées à partir d'échantillons récupérés tout près, sous la couche de 1996. Un exemple

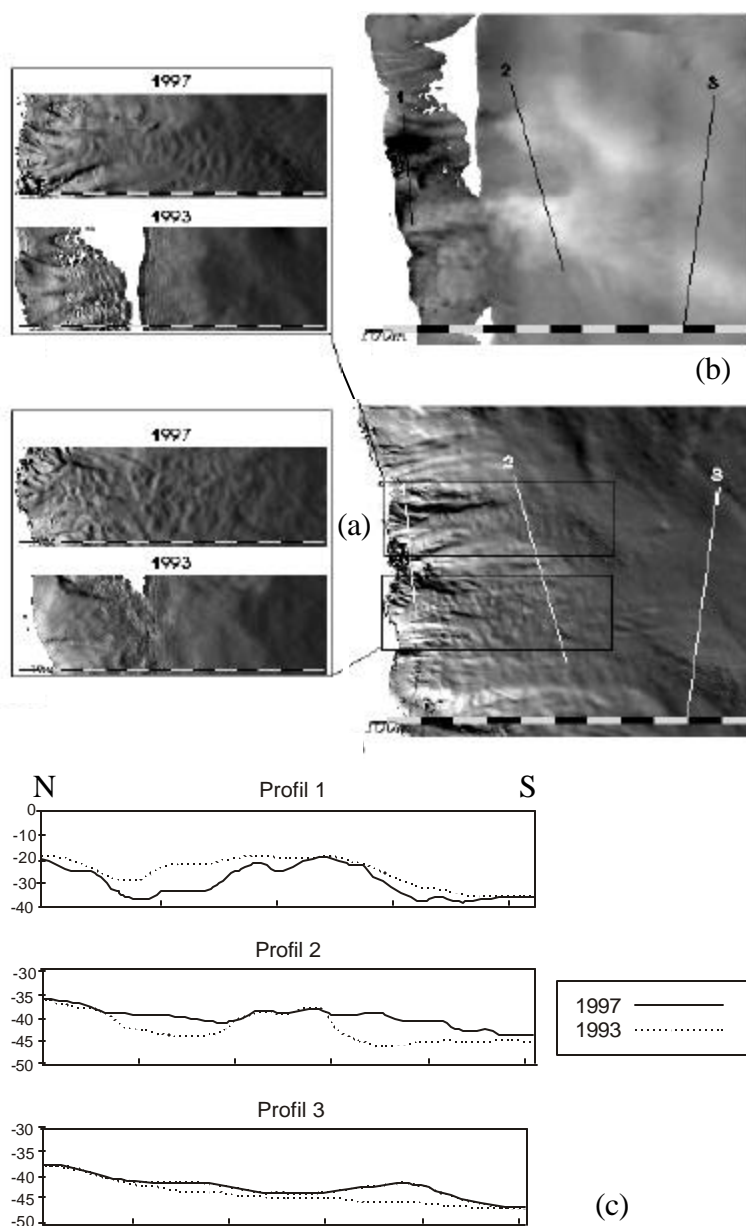


Figure 7. Détails de la couche déposée en 1996 lors du déluge dans le secteur du delta de la rivière À Mars. (a) morphologie au EM1000 en 1997, (b) différences DTM (les zones pâles correspondent aux accumulations entre 1997 et 1993 et les zones noires, aux zones d'érosion) et (c) profils montrant l'épaisseur de la couche déposée lors du déluge (tiré de Kammerer *et al.* 1998).

des propriétés mesurées est donné à la figure 8 pour un échantillon récupéré à 2.7 km à l'est du quai de l'Alcan à l'aide d'un carottier à boîte. Cette figure montre le profil des propriétés en fonction de la profondeur et également l'interface entre les sédiments

préexistants et ceux déposés suite au déluge de 1996 qui se situe à une profondeur de 33 cm. Les propriétés de la couche préexistante qui seront utilisées pour évaluer la stabilité se résument comme suit :

résistance au cisaillement non drainé (C_u) : 5 kPa
 poids volumique déjaugé (γ') : 4.3 kN/m³

Pour les sédiments dont sont constitués les deltas, la seule propriété nécessaire est l'angle de frottement ϕ' qui est estimé à 30°.

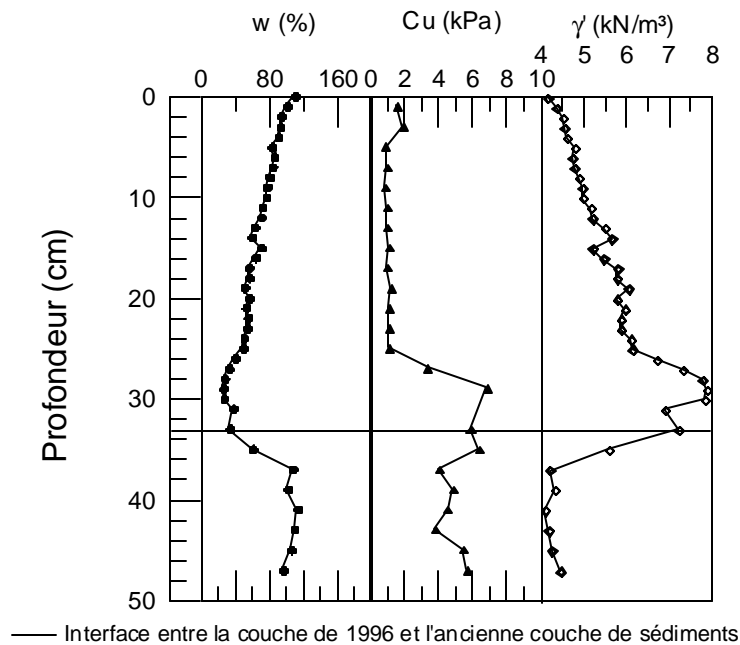


Figure 8. Profil géotechnique d'un échantillon prélevé à l'aide d'un carottier à boîte à 2.7 km à l'est du quai de l'Alcan.

STABILITÉ DE LA COUCHE

Capacité portante

Lors d'un projet de recouvrement de sédiments contaminés, un des aspects importants à considérer est la détermination de l'épaisseur de la couche. Toutefois, l'épaisseur ne doit pas excéder la capacité des sédiments sous-jacents à supporter cette couche, car il pourrait y avoir des risques de rupture. À ce sujet, Ling et Leshchinsky (1996) proposent de déterminer l'épaisseur maximale admissible (h) de la couche de recouvrement de la façon suivante :

$$h = 1.14 C_u / \gamma'$$

Même s'il ne s'agit pas ici de conception d'une couche de recouvrement, il est quand même intéressant de calculer la capacité portante des sédiments pré-existants qui ont été recouverts. En utilisant les valeurs déterminées plus haut, la hauteur maximale de la nouvelle couche qui assurerait de ne pas dépasser la capacité portante des sédiments présents avant le déluge serait de 1.3 m. Avec des valeurs aussi élevée que 7 m à certains endroits, on peut donc s'attendre à observer des signes d'instabilités dans les zones deltaïques. Toutefois, en se basant sur ce calcul, les instabilités seraient principalement présentes au front des deltas puisque ce n'est qu'à ces endroits que l'on retrouve les sédiments ayant ces propriétés sous la couche de 1996. En effet, la déposition naturelle aux embouchures de rivières se fait de façon granoclassée. Donc, tout près de la rive, les sédiments sont plus grossiers et leur taille diminue en s'éloignant. Comme la catastrophe de 1996 a provoqué des courants beaucoup plus forts qu'en période normale, le delta a progressé plus loin vers l'aval. Par conséquent, on peut s'attendre à retrouver des sédiments plus grossiers du delta sur les sédiments fins généralement retrouvés à une certaine distance de la rive. Donc, c'est plutôt à ces endroits que les risques d'instabilité suite à un chargement trop rapide sont les plus importants.

Selon Ling et Leshchinsky (1996), la plupart des problèmes d'instabilité surviennent très rapidement après la mise en place de la couche de recouvrement, donc à court terme. En effet, c'est à ce moment que des excès de pressions interstitielles maximales sont générés sans que la dissipation ait eu le temps de se produire. Alors, plus l'épaisseur de la couche est importante, plus les risques de rupture sont élevés lorsque les sédiments contaminés ont une résistance au cisaillement faible. C'est exactement le cas pour la couche déposée lors du déluge, donc, la plupart des instabilités causées par une surcharge qui excède la capacité portante des sédiments se sont déjà produites comme le montre bien les nombreux glissements sur les images au EM3000 prises en 1999.

Stabilité des pentes et liquéfaction

Lors de la construction d'un delta, plusieurs ruptures peuvent se produire puisque le matériau cherche à atteindre un angle d'équilibre qui correspond à l'angle de friction du matériau impliqué (Syvitski *et al.* 1987), soit environ 30° dans ce cas-ci. On peut donc présumer que lors de la formation du delta, chaque fois que la pente s'approche de 30°, un mouvement est généré pour rétablir l'équilibre (Terzaghi 1956). Selon les données disponibles de bathymétrie, l'angle des pentes dans les sédiments est en moyenne de 16° pour le delta de la rivière des Ha! Ha! et de 10° pour celui de la rivière À Mars. Des pentes similaires ont été observées sur le delta de la rivière Fraser en Colombie-Britannique (McKenna *et al.* 1992). Une des raisons qui expliquerait pourquoi les pentes sont inférieures à 30° est l'accumulation rapide de sédiments qui génère des excès de pression interstitielle importants. Ceux-ci causeraient alors un déséquilibre dans la masse de sédiments provoquant la liquéfaction suite à une diminution de la résistance (Mandl et Crans 1981). À noter également que les courants contribuent progressivement à adoucir les pentes par érosion.

Bien que les risques associés à une rupture suite à la déposition de la couche de crue soient probablement faibles à ce jour, il n'est pas impossible d'observer quand même des

mouvements de masse qui seraient associés à des événements post-déluge. Par exemple, l'ajout rapide de sédiments additionnels par-dessus la couche de 1996 ou encore des éléments déclenchant externes comme un séisme. En effet, ce secteur est très propice aux séismes d'intensité non négligeable. Selon Whiteman *et al.* (1970), la région incluant Charlevoix, le Saguenay et le Lac St-Jean, a une cote de 3 sur l'échelle des risques sismiques qui varie de 0 à 3, 0 étant une zone à risque négligeable, et 3 une zone de haute sismicité. En fait, six séismes de magnitude supérieure ou égale à 6 sont survenus dans cette région depuis 1663 (Ressources Naturelles du Canada, 2000).

Urgeles *et al.* (2001) ont réalisé une étude sur les risques d'instabilité de la couche de 1996 suite à un séisme. Cette étude suit une approche de chargement sismique-gravitaire basée sur l'analyse de Newmark (1965). Les résultats obtenus indiquent que les zones les plus à risque sont les zones deltaïques de la partie amont de la Baie des Ha! Ha! (fig. 9), où les pentes sont plus fortes. Ces auteurs mentionnent qu'aucun déplacement significatif n'est engendré dans les sédiments du fjord lorsque la magnitude du séisme est inférieure ou égale à 5.75. Ils remarquent que des déplacements sont omniprésents à la grandeur du secteur d'étude à partir d'une magnitude de 6.5, mais demeurent des déplacements mineurs (< 5 cm) ne pouvant engendrer de ruptures macroscopiques. En considérant qu'un séisme d'une magnitude d'environ 7 s'est déjà produit en 1663, il est évident de croire que la couche déposée dans les zones deltaïques de la Baie des Ha! Ha! pourrait devenir instable lors d'un éventuel séisme de cette magnitude. De plus, Doig (1998) estime l'intervalle de récurrence des séismes majeurs dans cette région à entre 350 à 1000 ans, ce qui nous place tout près de l'intervalle en question.

Évidences de mouvements de masse

Comme mentionné précédemment, des évidences de mouvement de terrain sont observables sur les figures 3 et 4. Ces mouvements se sont probablement produits très rapidement après la mise en place des sédiments. Par la suite, ceux-ci ont dû servir de chenaux d'écoulement, car on observe peu ou pas d'accumulation de sédiments à la base des glissements étant donné qu'ils ont été transportés plus loin au front des deltas et au-delà dans le cas des sédiments fins. D'autres signes d'instabilité ont été signalés récemment dans un secteur situé à environ 2 km à l'est des quais. À cet endroit, la population d'organismes benthiques qui avait à peu près disparu juste après le déluge, s'était à peu à peu rétablie, selon les données de l'été 1999 (De Montety *et al.* 2000). Or, à l'été 2000, il semble que la population ait diminué dramatiquement (Desrosiers 2000). Aussi, dans les échantillons prélevés dans ce secteur au cours du même été, des signes de remaniement et de déposition de nouvelles couches de turbidite ont été remarquées au-dessus des sédiments retrouvés à cet endroit dans les années précédentes. Les travaux de bathymétrie détaillée prévus à l'été 2001 permettront de vérifier si effectivement il y a eu des nouveaux glissements dans le secteur à l'étude.

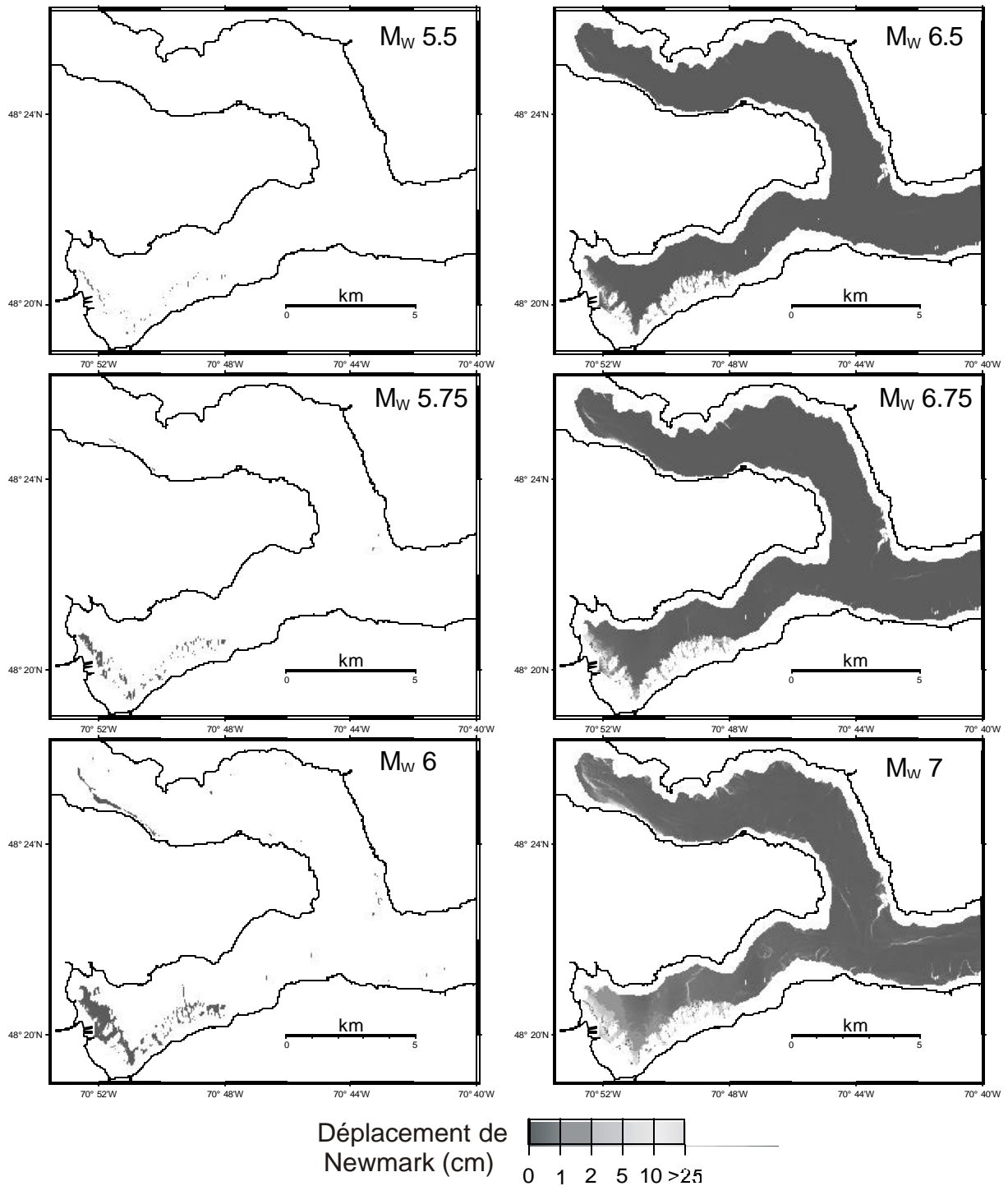


Figure 8. Série de déplacements de Newmark calculés pour des magnitudes (M_w) croissantes. Les simulations sont basées sur un épocentre correspondant au séisme de 1988 au Saguenay (tirée de Urgeles *et al.* 2001).

CONCLUSION

Les levés bathymétriques peuvent être des outils très utiles pour réaliser des études morphologiques des sédiments. Dans le cadre de ce projet, ils ont également été utilisés pour évaluer l'épaisseur de la nouvelle couche déposée lors du déluge de 1996. L'étude de la morphologie de la surface des deltas des rivières des Ha! Ha! et À Mars a révélé la présence de glissements sous-marins, de zones de remobilisation des sédiments et d'érosion dans des chenaux d'écoulement. L'évaluation de la stabilité indique qu'il a certainement dû y avoir plusieurs glissements lors de la mise en place des structures deltaïques étant donné l'épaisseur importante des nouveaux sédiments apportés par les crues qui atteignent par endroits 7 m. Quelques traces de glissements érodés par les courants sont d'ailleurs visibles dans le secteur. Même si les deltas semblent stables maintenant en terme de pente, ils demeurent quand même vulnérables à d'éventuels séismes d'une magnitude de l'ordre de 6.5 et plus (possibles dans cette région), suffisante pour provoquer des ruptures.

REMERCIEMENTS

Ces travaux ont été réalisés grâce au soutien financier du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (volet stratégique) et de Alcan Aluminum Limitée. Aussi, les auteurs tiennent à remercier toutes les personnes qui ont contribué à l'acquisition et au traitement des données : Université du Nouveau-Brunswick, Institut Maurice-Lamontagne, étudiants, techniciens, membres d'équipage des navires utilisés, etc .

BIBLIOGRAPHIE

- Demars, K.R., Long, R.P., Stanton, S. et Charleton, W. 1984. Settlement and stability of ocean disposal mounds. ASCE Dredging '84. Clearwater Beach, Fls, Vol.2, pp. 1040-1049.
- De Montety, L., Long, B., Desrosiers, G., Crémer, J.-F. et Locat, J. 2000. Quantification des structures biogènes en fonction d'un gradient de perturbation dans la Baie de Ha! Ha! à l'aide de la tomographie axiale. Compte-rendu de la 53^{ième} Conférence de la Société Canadienne de Géotechnique, Montréal, pp. 131-136.
- Desrosiers, G. 2000. Communications personnelles.
- Doig, R. 1998. 3000-year paleoseismological record from the region of the 1988 Saguenay, Quebec, earthquake. Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 88, pp. 1198-1203.
- Kammerer, E., Hughes Clarke, J.E., Locat, Doucet, N., et Godin, A., (1998). Monitoring temporal changes in seabed morphology and composition using multibeam sonars: a case study of the 1996 Saguenay River floods. Proceedings of the Canadian Hydrographic Conference 1998, Victoria, Canada, 450-461.
- Ling, H.P., Leshchinsky, D. 1996. Guidance for in-situ subaqueous capping of contaminated sediments : Appendix C : Case Studies on Geotechnical Aspects of In-Situ Sand Capping. 21 p. <http://www.epa.gov/glnpo/sediment/iscmain/index.html>
- Locat, J., Urgeles, R., Schmitt, T., Martin, F., Hoareau, L., Hill, P., Long, B., Simpkin, P., Kammerer, E. et Sanfaçon, R. 2000. The morphological signature of natural disasters in

- the upper Saguenay fjord area, Québec, Canada. Proc. of the 53rd Annual Conference of the Canadian Geotechnical Society, Montréal. pp. 109-116.
- Long, R.P. et Demars, K.R. 1987. Shallow ocean disposal contaminated dredged material. ASCE Geotechnical Practice for Waste Disposal, U. of Michigan, pp. 655-667.
- Mandl, G. et Crans, W. 1981. Gravitational gliding in deltas. In: Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc. London. pp. 41-54.
- McKenna, G.T., Luternauer, J.L. et Kostaschuk, R.A. 1992. Large-scale mass-wasting events on the Fraser River delta front near Sand Heads, British Columbia. Can. Geot. J. Vol. 29 :1, pp. 151-156.
- Morgenstern, N.R. 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. Pp. 189-220. In : A.F. Richards (ed.) Marine Geotechnique, Univ. of Illinois Press.
- Mucci, A. et Edenborn, H.M. 1992. Influence of an inorganic-poor landslide on the early diagenesis of iron and manganese in a coastal marine sediment. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 56, pp. 3909-3921.
- Mucci, A., Guignard, C. et Olejczuyk, P. 2000. Mobility of metals and As in sediments following a large scale episodic sedimentation event. Proc. of the 53rd Annual Conference of the Canadian Geotechnical Society. Montréal. pp. 169-176.
- Newmark, N.M. 1965. Effects of earthquakes on dams and embankments. Géotechnique, vol. 15, pp. 139-160.
- Palermo, M., Maynard, S., Miller, J. et Reible, D. 1998. Guidance for In-Situ Subaqueous Capping of Contaminated Sediments. EPA 905-B96-004, Great Lakes National Program Office, Chicago, IL.
- Pelletier, É. et Canuel, G. 1988. Trace metals in surface sediment of the Saguenay fjord, Canada. Marine Pollution Bulletin, Vol. 19, pp. 336-338.
- Pelletier, É., Deflandre, B., Nozais, C., Tita, G., Desrosiers, G., Gagné, J.-P. et Mucci, A. 1999. Crue éclair de juillet 1996 dans la région du Saguenay (Québec). 2. Impacts sur les sédiments et le biote de la Baie des Ha! Ha! et le fjord du Saguenay. Can. J. Fish. Aquat. Sci., Vol. 56, pp. 2136-2147.
- Ressources Naturelles du Canada. 2000. Programme de Séismologie des Tremblements de Terre (PSTT). http://www.seismo.nrcan.gc.ca/historic_eq/eastcan_f.html.
- Schafer, C.T. et Smith, J.N. 1987. Hypothesis for submarine landslide cohesionless sediment flows resulting from a 17th-century earthquake-triggered landslide in Quebec, Canada. Geo-Marine Letters, Vol. 7, pp. 31-37.
- Syvitski, J.P.M. et Schafer, C.T. 1996. Evidence for earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. Sedimentary Geology, Vol 104, pp. 127-153.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C. et Skei, J.M. 1987. Fjords: processes and products. Springer-Verlag New York Inc. 379 p.
- Terzaghi, K. 1956. Varieties of submarine slope failures. Proc. of the 8th Texas Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 41 p.
- Urgeles, R., Locat, J., Lee, H. et Martin, F. 2001. The Saguenay Fjord, Québec, Canada : Integrating marine geotechnical and geophysical data for spatial seismic slope stability and hazard assessment. Soumis à la revue Marine Geology.
- Whitham, K., W. G. Milne, et W. E. T. Smith, The New Seismic Zoning Map for Canada, 1970. Canadian Underwriter, Vol. 37, No. 12, June 15, 1970, p. 3-26.