



**ASSOCIATION QUÉBÉCOISE POUR L'ÉTUDE DU  
QUATERNAIRE**

**RÉUNION ANNUELLE DE L'AQUA  
7-8 JUIN 2006  
DÉPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE  
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL**



**HISTOIRE HOLOCÈNE DE LA RÉGION DE  
LANORAIE-LAC ST-PIERRE  
EXCURSION DU 8 JUIN 2006**



**Réunion annuelle de l'AQQUA**  
**Excursion sur l'Histoire holocène de la région de Lanoraie-Lac St-Pierre**  
**8 juin 2006**

L. Lamarché<sup>1</sup> ; M. Garneau<sup>2</sup> ; M. Lamothe<sup>3</sup> ; M. Larocque<sup>3</sup> ; J. Loisel<sup>2</sup> ; S. Pellerin<sup>4</sup> ;  
P.J.H. Richard<sup>5</sup> ; É. Rosa<sup>3</sup> et S. van Bellen<sup>2,5</sup>

<sup>1</sup>Département des Sciences de la Terre  
INRS Eau, Terre et Environnement,  
Université Laval  
490, rue de la Couronne  
Québec (Québec)  
G1K 9A9 Canada

<sup>2</sup>Département de Géographie  
Université du Québec à Montréal  
C.P. 8888, Succursale A,  
Montréal (Québec)  
H3C 3P8 Canada

<sup>3</sup>Département des Sciences de la Terre  
Université du Québec à Montréal  
C.P. 8888, Succursale A,  
Montréal (Québec)  
H3C 3P8 Canada

<sup>4</sup>Institut de recherche en biologie végétale (IRBV)  
Université de Montréal  
4101 Sherbrooke Est  
Montréal (Québec)  
H1X 2B2 Canada

<sup>5</sup>Département de géographie  
Université de Montréal  
520 chemin de la Côte-Ste-Catherine  
Montréal (Québec)  
H2V 2B8 Canada



## Table des Matières

1. Reconstitution géologique du lac St-Pierre et de ses ancêtre à l'Holocène	page 4
2. Présentation générale de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie	page 50
3. L'histoire holocène de la végétation des Tourbières-de-Lanoraie	page 51
4. Caractérisation hydrogéologique du complexe des Tourbières-de-Lanoraie	page 56
5. Le Lac Romer	page 60

# Reconstitution géologique du lac Saint-Pierre et de ses ancêtres à l'Holocène

Lise Lamarche

*INRS Eau, Terre et Environnement, Québec*

## INTRODUCTION

Le fleuve Saint-Laurent, cette voie de navigation naturelle, est un milieu de vie important pour près du deux tiers de la population québécoise qui vit à proximité. Par ailleurs, il a permis le développement urbain et industriel au cœur du continent nord américain. Le lac Saint-Pierre, cet élargissement naturel du fleuve entre Sorel et Trois-Rivières, comprend plus de la moitié des milieux humides du Saint-Laurent (figures 1 et 2). Il représente un écosystème unique et protégé. De faible profondeur, ce lac constitue un environnement propice à la croissance d'herbacés et il est l'hôte de plusieurs espèces menacées. Ainsi, une modification infime du niveau de base du fleuve aurait des impacts dévastateurs sur cet écosystème (Robichaud et Drolet, 1998).

Les modèles climatiques prévoient une diminution variant entre 0,5 m et 1 m du niveau d'eau du système Grands Lacs/Saint-Laurent, ce qui entraînerait des modifications importantes de la dynamique du fleuve (IPCC, 2001 ; Robichaud et Drolet, 1998). Dans le secteur du lac Saint-Pierre, on prévoit qu'une grande superficie des milieux humides serait perdue, affectant de façon significative les écosystèmes riverains. Dans un passé récent, des indices géomorphologiques indiquent une baisse relative des niveaux marins dans le golfe du Saint-Laurent (Dionne, 2000). Il existe donc une forte probabilité que les conditions hydriques du tronçon fluvial du Saint-Laurent aient été différentes à l'actuel. Ainsi, la reconstitution des milieux physiques au Nord du lac Saint-Pierre est susceptible de constituer une référence en ce qui concerne l'étude de l'évolution de la dynamique fluviale face à une baisse éventuelle des niveaux de base. En effet, un grand nombre de phénomènes géomorphologiques récents y est enregistré.

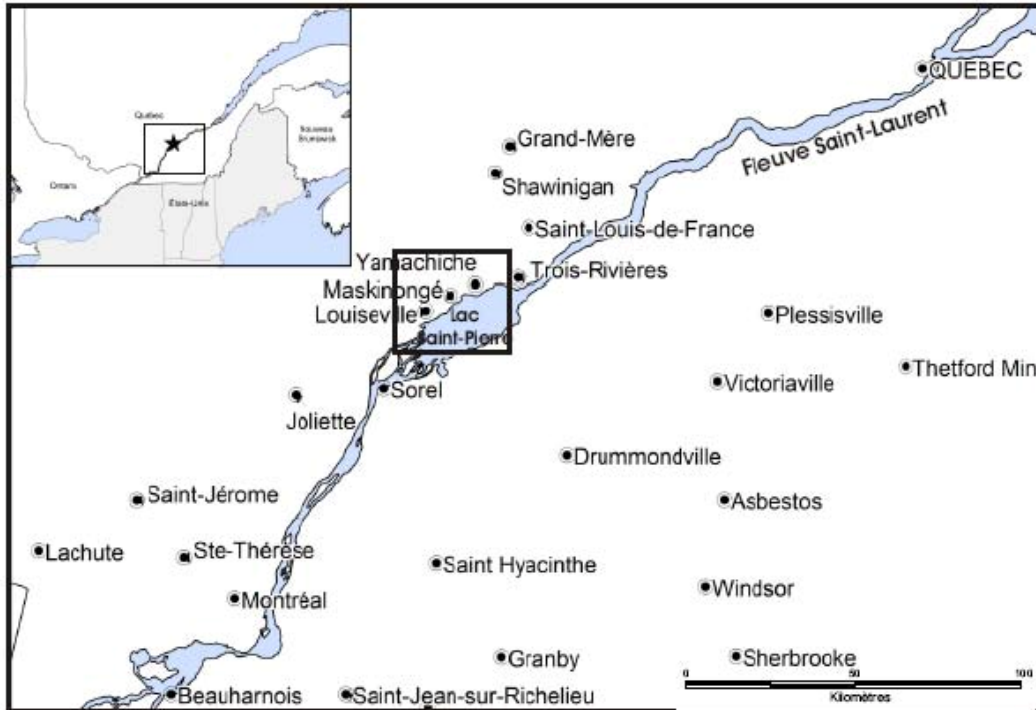


Figure 1. Localisation de la région d'étude



Figure 2. Vue aérienne du lac Saint-Pierre

L'élaboration de l'histoire géologique récente dans le secteur nord du lac Saint-Pierre atteste de l'évolution du taux d'activité et de la stabilité des processus physiques impliqués dans les variations des niveaux de base (figure 3). L'étude de la dynamique sédimentaire passée nous permet d'évaluer l'adaptabilité des environnements physiques face aux variations des conditions du milieu. Ainsi, la compréhension de la mise en place des environnements naturels de même que les processus physiques qui les animent sont deux des nombreux aspects à considérer dans la

prévision des enjeux face aux changements climatiques. La comparaison d'environnements similaires permet d'évaluer l'adaptabilité des processus physiques face à un changement de la dynamique fluviale. Le fleuve a déjà subi des variations de niveaux, ce qui pourrait constituer un analogue de la situation future. L'analyse plus détaillée de certains milieux sédimentaires profitera à des études parallèles entreprises dans le but de qualifier, par exemple, les implications de la progression moderne des deltas dans le lac Saint-Pierre (Bondue, 2004).



L'excursion d'aujourd'hui nous amène dans le secteur central des Basses-Terres du Saint-Laurent, dont le soubassement rocheux est caractérisé par une séquence sédimentaire sub-horizontale de l'Ordovicien. En contact de faille avec les roches du socle grenvillien, la séquence s'étend du Groupe de Beekmantown au Groupe d'Utica. Au voisinage du secteur nord du Lac Saint-Pierre, l'érosion pré-quaternaire a généré le bassin sédimentaire de Yamachiche (Lamothe, 1988) dans lequel s'est accumulée une séquence quaternaire d'une épaisseur de plus de 80 m dans sa partie centrale. Du gaz d'origine thermique du Groupe d'Utica a d'ailleurs été piégé dans les sédiments pré-Deschailions, dans le secteur de Pointe-du-Lac (Lamothe, 1993 ; Hardy, 1997).

## QUATERNAIRE

Le Quaternaire représente la dernière période de l'histoire de la Terre. Elle est caractérisée par des fluctuations climatiques de fortes amplitudes, telles que les grandes glaciations. Depuis 1,8 Ma, des inlandsis sont venus recouvrir périodiquement le continent nord-américain laissant dans le paysage plusieurs types de dépôts d'origine glaciaire (figure 4).

La dernière synthèse de la stratigraphie quaternaire du sud du Québec a été publiée par Lamothe et al (1992). La cartographie quaternaire régionale a été réalisée par Bolduc (1999).

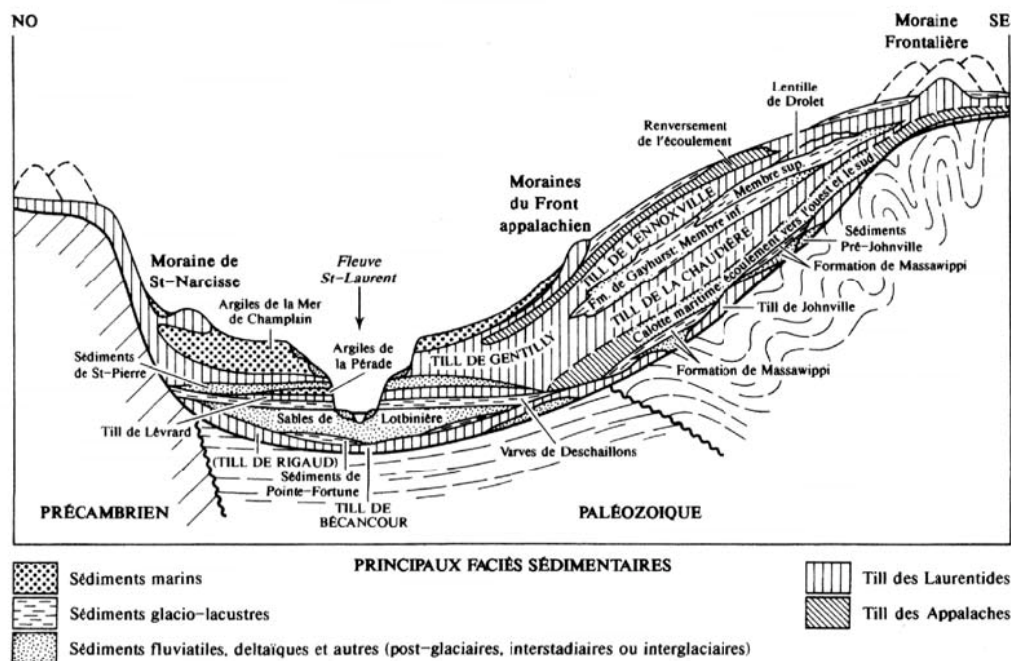


Figure 4 Coupe géologique à travers le Québec méridional (tirée de Pagé, 1999 ; modifiée de Shilts, 1983, de Lamothe, 1987 et de Lamothe et al., 1992)

## 1. Le Pléistocène du Sud du Québec

Plusieurs grands cycles glaciaires ont été observés sur le continent nord-américain. On en compte plus d'une dizaine. Cependant, seuls les deux derniers sont préservés dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Les premières traces d'activité glaciaire conservées au Québec remontent vraisemblablement à l'Illinoien. Toutefois, les données très éparses rendent difficile la reconstitution de la dynamique glaciaire (Lamothe, 1987 ; Lamothe et al., 1992 ; Hardy, 1997). Cette extension glaciaire a laissé sur le socle rocheux des Basses-Terres du St-Laurent une couche de till, soit le Till de Bécancour. Ce till est caractérisé par une couleur rouge brique produite par l'érosion de shale rouge incorporé dans la matrice carbonatée. Les éléments d'origine ignée et métamorphique proviennent du Bouclier canadien. Certains sites montrent des indices de fluctuations du front glaciaire, tandis que d'autres incorporent des sédiments proglaciaires. L'orientation de l'écoulement glaciaire est du Nord Nord-Ouest vers le Sud Sud-Est (Occhietti, 1979 ; Lamothe, 1985).

Le Sangamonien représente le dernier interglaciaire. Les conditions climatiques et hydriques sont identifiées comme étant similaires à l'actuel. Un système fluvial s'est installé entraînant la sédimentation de dépôts dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Sables de Lotbinière et les Sédiments de Pointe-Fortune). Les premières manifestations de l'englaciation surviennent à la fin du Sangamonien. Les premières manifestations de l'englaciation sont postérieures à une invasion marine ancienne représentée par les Argiles de la Pérade, datées à  $98 \pm 9$  ka (Occhietti et al., 1996).

Au Wisconsinien, la séquence glaciaire est complexe et semble s'être étendue sur deux cycles représentés par le Till de Lévrard et le Till de Gentilly, avec les dépôts glacio-lacustres associés. Le Till de Gentilly représente un dépôt sableux calcareux gris, de texture variée. La fabrique, la lithologie et les plans de cisaillement de ce till indiquent une orientation de l'écoulement du glacier du Nord-Nord-Ouest vers le Sud-Sud-Est (Lamothe, 1985 et 1987 ; Lamothe et al., 1992). La dernière déglaciation débute à la fin du Wisconsinien pour se terminer à l'Holocène.

## 2. Le Tardiglaciaire

De récentes études suggèrent que le paysage actuel est essentiellement un modèle résultant de la dernière déglaciation. L'impact du retrait de la marge glaciaire sur les formes et reliefs est majeur. Au cours de la déglaciation régionale, des oscillations de la marge glaciaire au Dryas récent (entre  $11 \text{ ka}^{14} \text{ C BP}$  et  $10 \text{ ka}^{14} \text{ C BP}$ ) sont reconnues.

Dans les Appalaches, le retrait actif de la marge glaciaire permet la formation de plusieurs moraines terminales. Le recul de la glace est estimé à environ 200 m/an (Parent et Occhietti, 1999). Pendant ce temps dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, un courant de glace se forme, ce qui produit une baie de vêlage dans le golfe actuel. Ce n'est que vers  $12,5 \text{ ka}^{14} \text{ C BP}$  que les Montérégiennes percent la glace pour former des nunataks. Dans la région de Montréal, la glace s'amincit et permet la formation d'un lac proglaciaire, le Lac à Candona. Il résulte de la coalescence des lacs Memphrémagog, Vermont et Iroquois (Parent et Occhietti, 1999). Cette vaste étendue d'eau douce est rendue possible par la présence d'une masse de glace qui bloque le passage des eaux marines au niveau de la ville de Québec. La libération du détroit de Québec vers  $12,0 \text{ ka}^{14} \text{ C BP}$  permet l'engouffrement de l'eau marine dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et ce, jusque dans

la vallée de la rivière des Outaouais (figure 5). De récentes études laisse croire que l'invasion marine serait survenue plutôt il y a 13 ka (Parent et al., 2005 ; Tremblay et al., 2005). Les conditions d'eau salée de la Mer de Champlain ont subsisté sur une période de près de 2000 ans. On distingue trois phases majeures dans l'évolution de cette mer. Tout d'abord une phase de transition s'étendant entre 12,0 ka et 11,6 ka <sup>14</sup>C BP. Celle-ci est caractérisée par une transition entre l'eau douce et la transgression marine. La transition de l'eau douce à salée a entraîné des changements rapides des conditions sédimentaires. La faune d'eau douce (Candona) est remplacée soudainement par celle d'eau salée (Parent et Occhietti, 1999). Dans un second temps, on retrouve la phase glaciomarine à Hiatella. Des conditions de mers arctiques similaires à l'actuel associées à une augmentation de la salinité de l'eau (30-33‰) sont identifiées entre 11,6 ka et 11 ka <sup>14</sup>C BP. Une détérioration climatique entraîne une réavancée glaciaire au Dryas récent (11 ka à 10,5 ka <sup>14</sup>C BP). La Moraine de Saint-Narcisse en est le résultat (Lasalle et Elson, 1975). La phase tardive de l'évolution de la Mer de Champlain entre 11 ka BP et 10 ka BP résulte de la vidange catastrophique du Lac Agassiz/Objiway dans la région nord des Grands Lacs. Un apport de plus de 4000 km<sup>3</sup> d'eau sur une période de 2 à 4 ans provoque des conditions d'eau mésohaline (3-18‰) dans le bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent (Marshall et Clarke, 1999 ; Parent et Occhietti, 1999 ; Lapointe, 2000 ; Clark et al., 2001 ; Muller et al., 2003). La déglaciation complète des Basses-Terres du Saint Laurent est évaluée entre 11,6 ka et 10,9 ka <sup>14</sup>C BP (Richard et Occhietti, 2004).

Figure 5. Étendue de la Mer de Champlain (Caron, en préparation)



### 3. L'Holocène

À l'Holocène, le retrait final de la calotte Laurentidienne vers le Nord va entraîner une diminution de son influence sur les Basses-Terres du Saint-Laurent jusqu'à 6 ka BP. Le relèvement isostatique évalué à 9 m/100 ans (entre 12 m et 4,5 m/100 ans) sur la période de 12 ka BP à 8,5 ka BP permet le remplacement de la Mer de Champlain par le Lac à Lampsilis vers 9,5 ka BP. Puisque leurs

sédiments possèdent les mêmes caractéristiques sédimentologiques à l'exception de leurs faunes respectives, la limite stratigraphique entre la Mer de Champlain et le Lac à Lampsilis est difficile à déterminer. Ainsi, la limite supérieure du lac correspond à la transition d'un milieu salin à un milieu lacustre. Plusieurs études palynologiques ont établi cette frontière vers 9,8 ka <sup>14</sup>C (Occhiatti et Parent, 1999 ; Richard et Occhiatti, 2004). Le lac à Lampsilis exerce une influence sur les dépôts jusqu'à une altitude de 92 m en Mauricie et jusqu'à 60 m dans le secteur de Montréal. Ce dernier est maintenu par un seuil dans la région de Québec. Une seconde vidange du Lac Agassiz (phase Nipigon) érode ce seuil vers 8 ka BP laissant la place au Proto-Saint-Laurent (MacPherson, 1966 ; Marshall et Clarke, 1999 ; Parent et Occhiatti, 1999 ; Lapointe, 2000 ; Clark et al., 2001 ; Muller et al., 2003). Un ralentissement du relèvement isostatique à environ 0,6 à 0,9 m/100 ans au cours des derniers 8000 ans BP permet l'édification des divers niveaux de terrasses. Dans la littérature, trois grandes phases caractérisent le Lac à Lampsilis, soit les niveaux de Rigaud (60 m), de Montréal (31 m) et de Saint-Barthélémy (20 m) (figure 6). Présentement, l'âge de ces événements est sujet à la controverse. Ces niveaux ont tout d'abord été définis par MacPherson (1966). Toutefois, les âges suggérés par cette dernière ont été réfutés par le diachronisme des zones polliniques établi par Richard (1977a). Depuis, les âges ont été recalculés par Parent et al. (1985), cependant lors de l'extrapolation de la courbe d'émergence, les variations des niveaux marins n'ont pas été prises en considération. Ainsi, ces âges sont imprécis. Toutefois, on s'accorde pour utiliser les âges proposés par Parent et al. (1985), soit 8 ka <sup>14</sup>C BP pour la terrasse de Saint-Barthélémy, 8,8 ka <sup>14</sup>C BP pour la terrasse de Montréal et 9,8 ka <sup>14</sup>C BP pour la terrasse de Rigaud. De nouvelles techniques de datation ont tenté de redéfinir le cadre chronologique des événements holocènes en bordure du lac Saint-Pierre afin de palier à cette lacune. La limite suggérée pour la fin du Lac à Lampsilis est le niveau de la terrasse de Saint-Barthélémy. L'étude stratigraphique, ainsi que les diverses datations réalisées, indiquent une double utilisation de cette terrasse, soit lors de l'édification du paléo-delta de la Maskinongé et lors du remaniement fluvial qui a suivi. Il est proposé que la limite inférieure du lac corresponde à la première utilisation, soit autour de 8 ka. Ainsi, le Lac à Lampsilis aurait subsisté entre 9,8 ka et 8 ka <sup>14</sup>C BP, ce qui confirme les suggestions antérieures. Une vidange tardive des lacs glaciaires tardifs (e.g. Agassiz, Barlow-Ojibway) semble être synchrone à la fin du Lac à Lampsilis, qui laisse place alors au Proto-Saint-Laurent.



L'émergence des terres conjuguée à l'absence de végétation permet le remaniement des dépôts littoraux par l'action du vent. L'activité dunaire n'étant pas synchrone dans tous les secteurs, elle s'est poursuivie sur tout l'Holocène (figure 7). Localement, l'activité éolienne n'a duré que 1000 à 1500 ans, tandis que les dunes individuelles semblent avoir été formées en moins de 500 à 700 ans (David, 1988). Les premières dunes à se développer ont été les dunes d'orientation sud-ouest nord-est, situées à des altitudes plus élevées. Ces dunes se sont mises en place sous l'influence des vents adiabatiques générés par l'interaction de la calotte glaciaire continentale. Lorsque l'influence de la calotte glaciaire sur les masses d'air a diminué, la direction des vents est devenue plus variable. Par conséquent, des formes dunaires paraboliques plus complexes se sont formées, tout en conservant en général la même orientation Sud-Ouest. À partir de 9500 ans BP, les dunes les plus récentes situées aux plus basses altitudes se sont stabilisées. Avec une orientation générale Nord-Est, elles reflètent le développement du système de vent actuel. L'activité éolienne régionale a cessé à la suite de la formation des dunes situées à des altitudes de 18 m le long du Saint-Laurent. Actuellement, l'action des vents est localisée et certains remaniements éoliens sont d'origine anthropique (David, 1988).

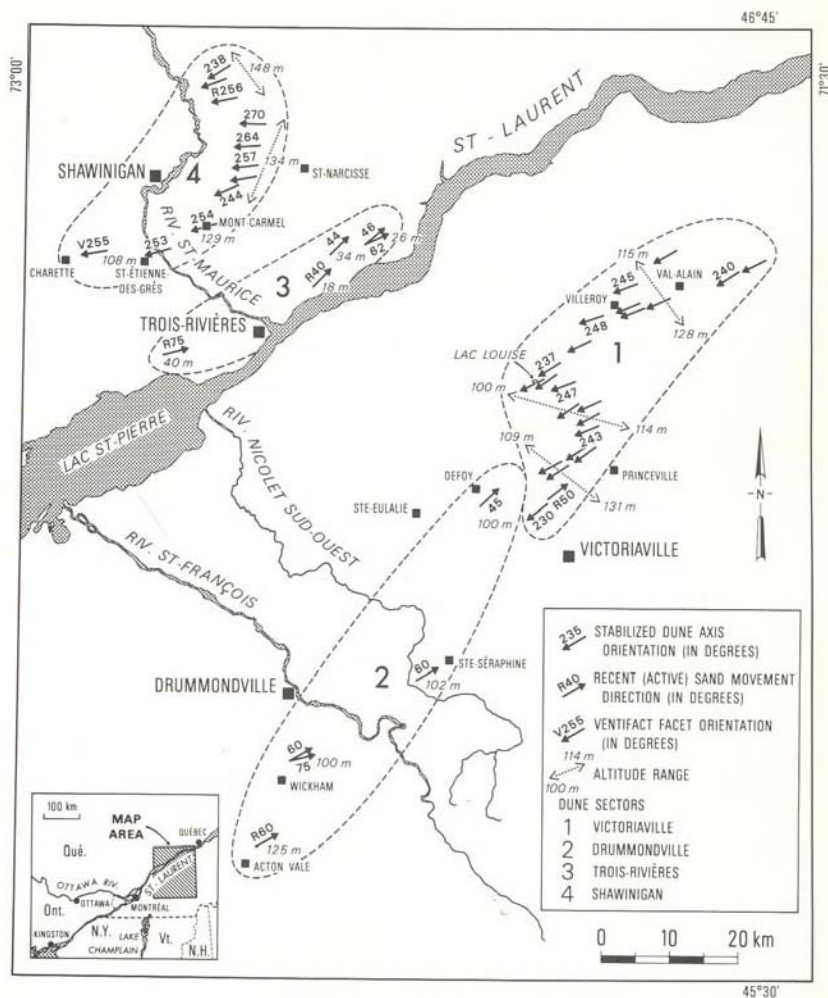


Figure 7. Localisation des secteurs de dunes avec l'orientation des axes des dunes et leur altitude. (David, 1988)

La Mer de Champlain a permis l'accumulation de sédiments fins qui aujourd'hui font la richesse des sols dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Lajoie, 1975). Plusieurs glissements de terrain ont également été associés à ce type de sédiments. Le ravinement marqué des argiles et l'infiltration créent un environnement propice aux décrochements. Durant la totalité de l'Holocène et ce même récent, des glissements de terrains ont bouleversé le paysage des Basses-Terres du Saint-Laurent modifiant localement le tracé des tributaires (Lajoie, 1975 ; Bünzli, 1993 ; Parent et Occhietti, 1999 ; Lemelin, 2004).

L'épaisseur des dépôts alluviaux des terrasses diminue avec l'altitude. Ceci marque le changement graduel de l'activité du Saint-Laurent d'un régime de dépôt à un régime d'érosion, et en dernière analyse, à la fin de toute influence glaciaire perceptible (Pagé, 1999). Les terrasses inférieures, situées à quelques mètres au-dessus du niveau actuel, sont fréquemment inondées.

## ÉVOLUTION HYDROLOGIQUE À L'HOLOCÈNE DU SECTEUR NORD DU LAC SAINT-PIERRE

Plusieurs études ont traité de la déglaciation, l'invasion marine et la phase lacustre qui a suivi dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (MacPherson, 1966 ; Lasalle et Elson, 1975 ; Parent et al., 1985 ; Parent et Occhietti, 1999 ; Richard et Occhietti, 2004). Toutefois, les événements récents sont peu documentés par manque d'intérêts lors des grandes campagnes cartographiques. Il existe donc un hiatus d'informations entre la fin du Lac à Lampsilis et l'actuel. Cette lacune correspond au Proto-Saint-Laurent. Néanmoins, l'étude de ces événements peut nous apporter des informations cruciales sur l'évolution future des environnements physiques en bordure du lac Saint-Pierre.

La dernière glaciation a laissé des traces majeures dans le paysage québécois. La déglaciation, quant à elle, a modelé le système hydrique moderne dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Le fleuve dans son état actuel résulte d'une évolution complexe des composantes eustatiques, isostatiques, géologiques et climatiques du système. Les niveaux de base sont régis par l'apport en eau dans le système et par l'élévation du plan d'eau à l'exutoire. Ainsi, l'équilibre entre les Grands Lacs et l'estuaire conditionne l'altitude des différents rivages lors de l'évolution du tronçon fluvial du Saint-Laurent.

Tout de suite après le retrait des glaces, ce sont les composantes isostatiques et eustatiques qui influencent les niveaux de base. L'invasion de la Mer de Champlain résulte essentiellement de l'enfoncement isostatique (Lasalle et Elson, 1975 ; Parent et Occhietti, 1999 ; Richard et Occhietti, 2004). À 9,8 ka, la remontée de la lithosphère entraîne dans les Basses-Terres du Saint-Laurent le remplacement de l'eau salée par un milieu lacustre. C'est le début du Lac à Lampsilis (MacPherson, 1966 ; Parent et al., 1985 ; Parent et Occhietti, 1999). Vers 8 ka, les conditions présentes dans le système semblent indiquer une évolution d'un milieu lacustre vers un milieu fluvial. Ainsi, le Proto-Saint-Laurent, soit dans la zone d'étude, le Proto-lac Saint-Pierre (nom proposé par Michel Lamothe) est formé (MacPherson, 1966 ; Parent et al., 1985). Les sédiments associés à ce Proto-fleuve sont postérieurs à la phase de Saint-Barthélémy. À partir de ce moment, la composante isostatique est mineure, les fluctuations enregistrées résultent essentiellement de l'eustatisme et du climat. Finalement, la période historique du fleuve Saint-Laurent (lac Saint-Pierre) a enregistré des cycles interannuels de variations du niveau de base (Centre Saint-Laurent, 2001). L'évolution du système hydrique des Basses-Terres du Saint-Laurent est résumée au tableau 1.

Sur la carte morphosédimentologique, certains rivages sont plus marqués que d'autres (figure 8), tandis que les niveaux hydriques interprétés du Saint-Laurent depuis la Mer de Champlain sont illustrés à la figure 9. Plusieurs formes géomorphologiques riveraines prépondérantes ont pu être observées à des élévations précises. Les trois stades du Lac à Lampsilis, ainsi qu'une phase tardive de la Mer de Champlain ont pu ainsi être identifiés. De plus, le niveau de 50 m semble être une phase importante de l'évolution hydrique dans la région d'étude. En effet, ce niveau est caractérisé par une terrasse qui émerge clairement dans la zone deltaïque de la rivière Saint-Maurice. Elle semble toutefois localisée et peut être associée à une phase tardive du niveau de Rigaud. Dans le secteur de Grondine, des observations par Michel Lamothe ont montré la présence d'un seuil qui expliquerait la présence de ce niveau (Michel Lamothe, comm. Pers.).

Tableau 1 Résumé des événements hydriques dans le tronçon fluvial du Saint-Laurent

Événements	Caractéristiques
Déglaciation	Débute vers 12,5 ka <sup>14</sup> C BP dans les Basses-Terres du Saint-Laurent pour se terminer vers 10,6 ka.
Mer de Champlain (Lasalle et Elson, 1975 ; Parent et Occhietti, 1999 ; Richard et Occhietti, 2004)	<u>12,5 ka à 9,8 ka <sup>14</sup>C BP</u> Étendue d'eau salée dans les Basses-Terres du Saint-Laurent qui s'étend jusque dans la vallée de la rivière Outaouais. 3 phases : - entre 12,3 ka BP et 11,6 ka BP : transition eau douce et eau salée - entre 11,6 ka BP et 11 ka BP : eau salée (30-33‰) - 11 ka à 10,5 ka BP : Dryas récent  Diminution continue des niveaux de base - Niveau maximum entre 135-229 m sur la rive Nord - Niveau minimum 60 m (stade de Rigaud)
Lac à Lampsilis (MacPherson, 1966 ; Parent et al., 1985)	<u>9,8 ka à 8 ka <sup>14</sup>C BP</u> Étendue d'eau douce qui a remplacé la Mer de Champlain 3 phases : - Stade de Rigaud (60 m : 9,8 ka) - Stade de Montréal (31 m : 8,8 ka) - Stade de Saint-Barthélémy (15-20 m : 8 ka)
Proto-Saint-Laurent (Proto lac Saint-Pierre)	<u>8 ka à aujourd'hui</u> Élévation : 16 m asl au niveau actuel (~ 6m) Fluctuations marquées de niveaux influencées par le climat : - Haut niveau d'eau ( 5000 ans , 3000 ans et 1000 ans) - Bas niveau d'eau (7000 ans, 4000 ans et 1500 ans)

Fleuve Saint-Laurent  
(Lac Saint-Pierre)  
(Centre Saint-Laurent, 2001)

Historique (derniers siècles)  
Niveau actuel (~ 6 m)  
Variations interannuelles des niveaux d'eau (périodes  
sèches et humides)

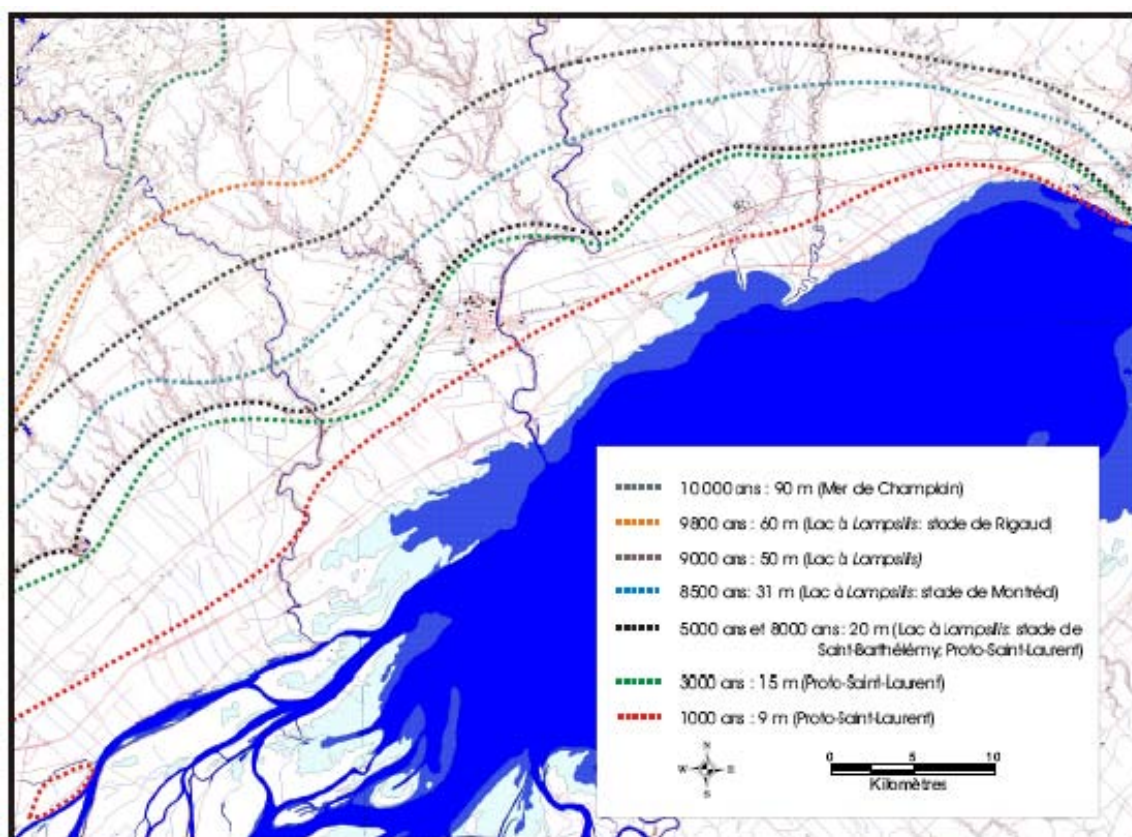


Figure 8. Cartographie des niveaux hydriques interprétés au nord du lac Saint-Pierre

Le Proto-Saint-Laurent correspond aux événements postérieurs à la formation de la terrasse de Saint-Barthélemy établie précédemment à 8 ka. Plusieurs fluctuations des niveaux de base ont pu être enregistrées lors de cette période. Il a été démontré à l'aide de la stratigraphie qu'au minimum trois grandes variations des niveaux ont pu être enregistrées lors de l'évolution récente du fleuve. Une baisse des niveaux est suggérée vers 6000-7000 ans, 4000 ans et 1500 ans, tandis que des hauts niveaux sont identifiés vers 5000 ans, 3000 ans et 1000 ans. Ces trois hauts niveaux ont laissé dans le paysage des unités stratigraphiques caractéristiques. Ainsi, un ensemble complexe d'alternance de sédiments fins d'eau profonde et de sables littoraux illustre la progression des niveaux de base.

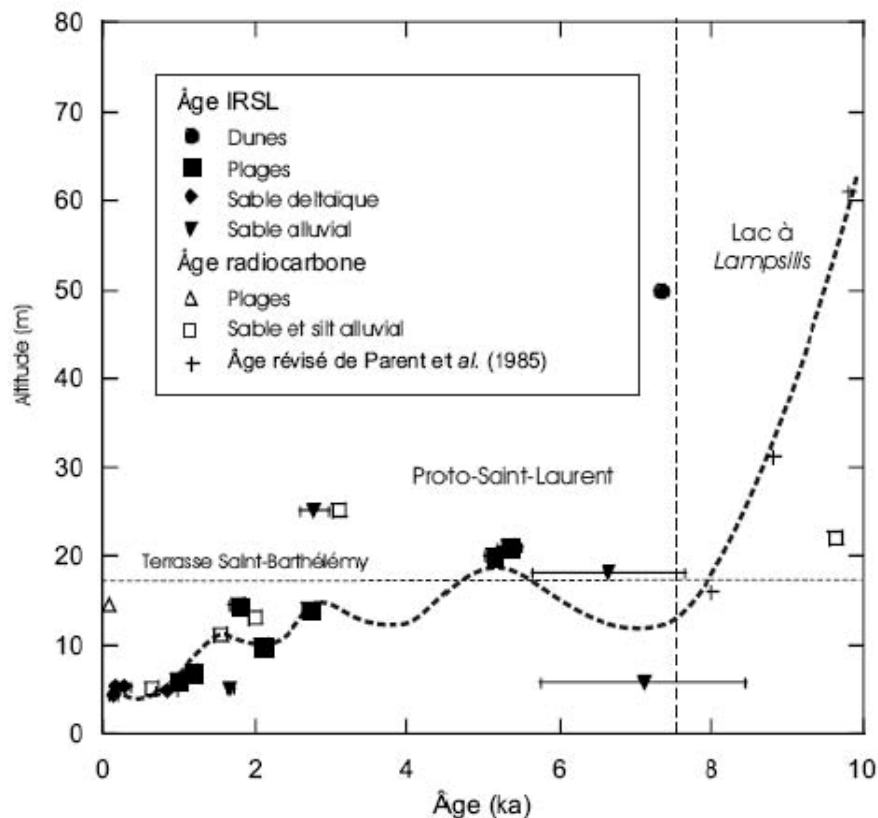


Figure 9. Variations des niveaux de base au nord du lac Saint-Pierre

La première phase du Proto-Saint-Laurent (6000-7000 ans) correspond à une baisse significative des niveaux de base. Le passage du bourrelet marginal dans la région à l'étude entraîne une diminution relative des niveaux. De plus, cette migration s'accompagne d'une augmentation des températures dans les hautes latitudes (Sawada, 2004) et d'une modification importante de l'écoulement des eaux de surface dans la région des Grands Lacs (Licciardi et al., 1998). La marge de l'inlandsis s'est retirée plus au nord ouvrant le passage vers la Baie d'Hudson. Ainsi, les eaux du Lac Agassiz/Objiway qui s'écoulaient jusqu'alors par le fleuve sont redirigées vers le Nord, diminuant de façon considérable les apports dans le système du Proto-Saint-Laurent.

Suite au passage du bourrelet marginal, on observe un affaissement de la lithosphère. Ce phénomène est accompagné par une immersion. Sur le terrain, cette hausse est caractérisée par le remaniement des dépôts de la terrasse de Saint-Barthélemy, plus particulièrement au niveau du paléo-delta Maskinongé associé à cette terrasse. Ce delta, vraisemblablement mis en place lors de la phase finale du Lac à Lampsilis, présente une unité remaniée à son sommet identifiée dans le profil GPR « IJ ». L'axe des chenaux et des plages en surface indique un fort courant orienté dans le sens actuel du fleuve. La présence de ces faciès montre une influence marquée de la composante isostatique dans le contrôle des niveaux de base au commencement de la déglaciation dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Cette courbe revêt une importance capitale dans la modélisation hydrologique dans les premières phases de la déglaciation.

Entre cette seconde phase et le haut niveau suivant, soit entre 5000 ans et 3000 ans, aucune

donnée n'a pu être recueillie sur le terrain à l'étude. L'interprétation d'un bas niveau vers 4000 ans résulte de l'extrapolation des courbes des niveaux de base réalisées dans l'estuaire (Dionne, 2001) et dans les Grands Lacs (Loopes, et al., 2004). Ces études ont démontré des baisses des niveaux d'eau dans les deux secteurs. Ces bas niveaux ont été par la suite recouverts par les sédiments de hauts niveaux ultérieurs. Stratigraphiquement, l'unité sableuse identifiée à la base du profil GPR « EF » peut correspondre au faciès littoral de cette époque. Aucune explication isostatique connue n'est en cause, ainsi le climat et l'eustatisme semblent les raisons les plus probables causant les fluctuations des niveaux de base durant les derniers 5000 ans.

La datation de plages à la base de la terrasse de Saint-Barthélémy indique une remontée des niveaux vers 3000 ans. La hausse des niveaux est toutefois moins importante que celle enregistrée vers 5000 ans, mais reste significative. Ce haut niveau représente un analogue important dans la compréhension des impacts dans l'hypothèse où les niveaux du lac futur baisseraient de 1 m. Donc, le niveau du fleuve se stabiliserait à la base des constructions deltaïques modernes. En effet, dans le secteur de la rivière Maskinongé, la base de la terrasse Saint-Barthélémy correspond aux faciès frontaux du paléo-delta. Cette unité deltaïque constitue le meilleur exemple de l'évolution d'un environnement similaire en condition d'une baisse des niveaux.

La série de plages situées dans l'axe de la rivière Yamachiche indique une diminution des niveaux sensiblement constante et linéaire dans le temps. Dans le secteur est, une migration latérale de l'ordre de 500 m/1000 ans a pu être estimée. Toutefois, dans le secteur ouest, une troisième variation est notée. La présence de matière organique à proximité du village de Saint-Barthélémy, ainsi qu'une unité sableuse sous-jacente (Godbout, 1957) indique une fluctuation mineure des niveaux de base. Cette unité sableuse, échantillonnée dans le lit de la rivière Chicot, indique un bas niveau vers 1500 ans BP. Cet âge correspond également au commencement de la formation de la tourbe dans le secteur suggérant une hausse successive des niveaux. En effet, les plages associées à l'unité sableuse au sud de la terrasse de Saint-Barthélémy ont été datées aux environs de 1000 ans à deux endroits. Ces données nous permettent d'identifier une dernière hausse des niveaux vers 1000 ans.

L'évolution récente des îles de Sorel a aussi été enregistrée dans le secteur sud-ouest. En effet, une paléo-île a été identifiée sur les photos aériennes. Cette forme se situe à la même élévation que le niveau identifié à 1000 ans. Ainsi, l'union entre la terre et cette île se serait réalisée au cours du dernier millénaire. Le complexe des îles est une structure sédimentologique importante dans l'évolution de lac Saint-Pierre.

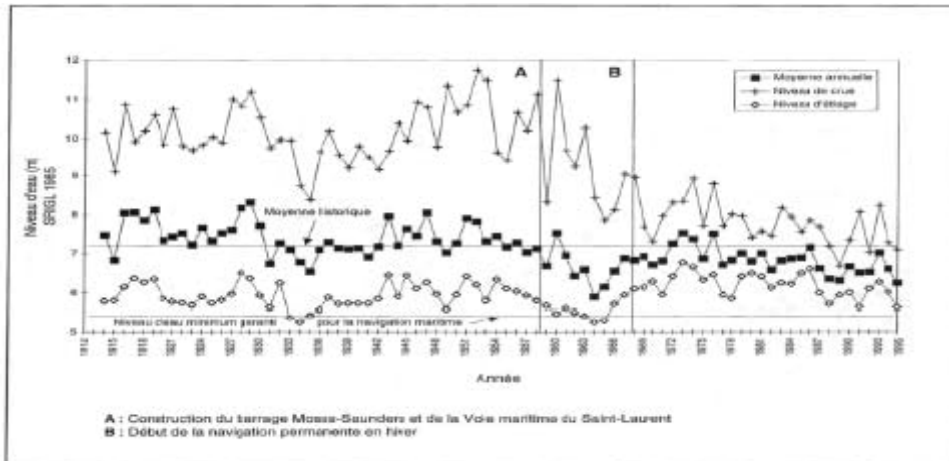


Figure 10. Variations du niveau de base au port de Sorel

Historiquement, le fleuve a subi des fluctuations interannuelles de ses niveaux. L'enregistrement des débits à Sorel (Figure 10) démontre des variations importantes des niveaux régularisés par le climat. Sur une période d'un an, les débits passent par un minimum en saison hivernale et par un maximum au printemps, lors la fonte de la neige. De plus, d'une année à l'autre, les niveaux sont variables (bas niveau en période chaude et haut niveau en période froide) (Robichaud et Drolet, 1998). Toutefois, au cours du dernier siècle, la composante anthropique a pris une place prépondérante dans les causes potentielles des fluctuations des niveaux du fleuve. Le contrôle artificiel des hauteurs d'eau par les barrages entraîne des impacts non négligeables sur l'environnement.

Depuis quelques centaines d'années, le fleuve Saint-Laurent est très actif ; la déforestation récente y a apporté une charge sédimentaire importante, modifiant la dynamique physique des divers tributaires (Bondué, 2004). Le taux sédimentaire calculé dans le delta de la rivière Yamachiche en est un exemple. La modification de l'utilisation des terres introduit une nouvelle composante dans l'équation de la dynamique des rivières. Cette composante anthropique reste la plus difficile à simuler dans les modèles, puisque aucun antécédent n'existe.

## STRATIGRAPHIE RÉGIONALE DU SECTEUR NORD DU LAC SAINT-PIERRE

Le cadre lithostratigraphique régional est caractérisé par une succession de dépôts représentant les divers environnements sédimentaires. La figure 11 montre l'évolution longitudinale des diverses unités lithostatigraphiques dans le secteur de la rivière Maskinongé. Les dépôts meubles reposent sur un socle rocheux d'âge précambrien et paléozoïque. Les dépôts précédant la dernière glaciation n'ont pu être observés dans la zone d'étude. Seul le Till de Gentilly est présent. Il est remanié en surface par l'action des vagues. La Mer de Champlain a laissé des dépôts d'eau profonde au centre de son bassin sédimentaire. Ces rythmites bleutées occupent la presque totalité de la zone d'étude. Toutefois, les sédiments deltaïques associés à cette mer intérieure sont observés à de plus hautes altitudes. Le relèvement isostatique a chassé graduellement les eaux salines pour laisser place au Lac à Lampsilis. Les dépôts associés sont généralement d'origine deltaïque ou littorale. Un remaniement éolien caractérise les dépôts deltaïques. Plusieurs glissements de terrain sont également présents dans les argiles marines. La phase du Proto-Saint-Laurent a été généralement érosive, mais a tout de même laissé des silts et des sables d'exondation.

L'évolution récente du fleuve montre des fluctuations significatives des niveaux de base non connues à ce jour. Les sédiments sableux de bas niveau sont recouverts par des sédiments silteux de haut niveau. L'exondation finale des plaines du Saint-Laurent a laissé des dépôts sableux associés aux plages. Présentement, plusieurs deltas sont en formation à l'embouchure des grands tributaires, tandis que les plaines inondables sont recouvertes annuellement par des sédiments fins lors des crues printanières.

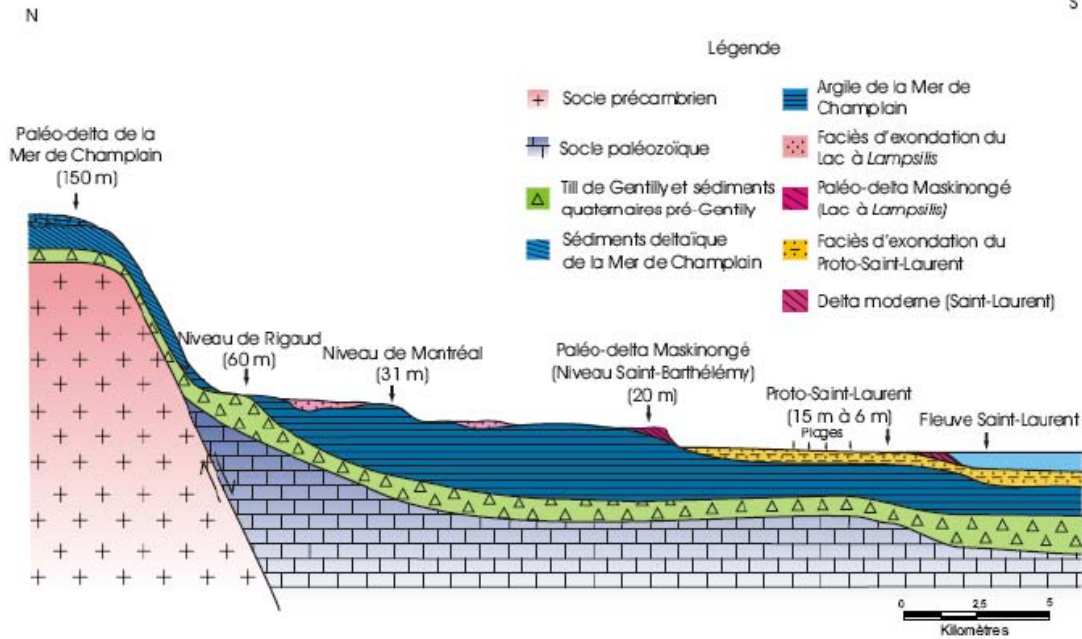


Figure 11. Coupe géologique dans le secteur de la rivière Maskinongé

**Panoramique #1 : L'évolution du delta de la rivière Yamachiche**  
(Bondue, V., Boyer, C., Lamothe, M., Roy, A.G., Ghaleb, B.)

De Montréal prendre l'autoroute 40 direction Québec

Sortie 180

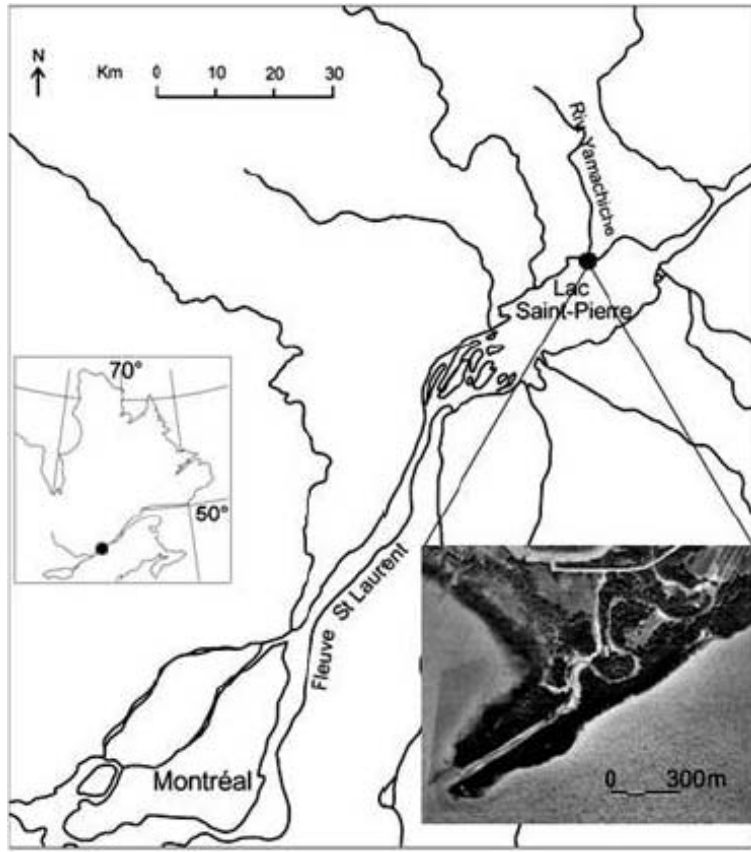
Dans la bretelle, tourner à droite sur le chemin Louis Gatineau

À 300 m, tourner à droite dans le chemin de terre afin d'avoir accès au delta.

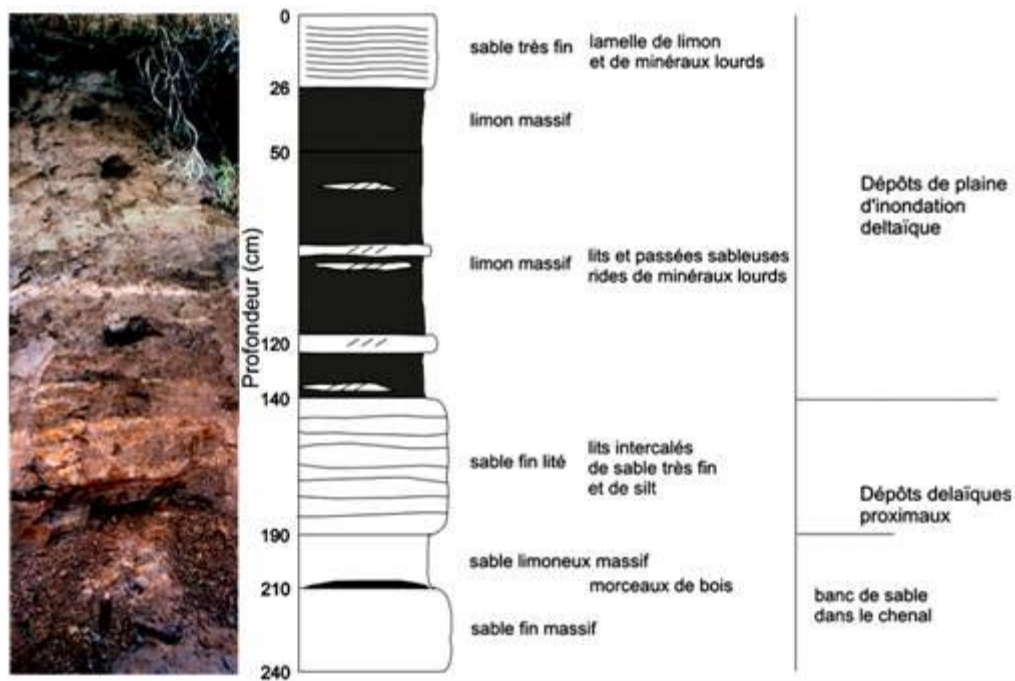
La rivière Yamachiche est un petit tributaire du Saint-Laurent située sur la rive nord du lac Saint-Pierre (Figure 12). L'évolution du delta de la Yamachiche a été reconstituée à l'aide de photographies aériennes, de cartes anciennes, d'analyses granulométriques et stratigraphiques de six coupes et de quatorze forages et de datations par luminescence optique,  $^{210}\text{Pb}$  et  $^{14}\text{C}$ . L'objectif de cette étude est de reconstituer les processus de mise en place actuels et les ajustements de la rivière à des changements environnementaux passés.

La stratigraphie du delta est caractérisée par deux faciès de dépôt : des dépôts proximaux sableux à la base, mis en place sous des conditions de bas niveaux d'eau, surmontés par des dépôts limoneux de plaine deltaïque, mis en place sous de hauts niveaux d'eau du lac. Ces dépôts limoneux comprennent des lits de sable locaux, déposés lors de hauts niveaux d'eau concomitants de la rivière et du lac. La coupe C1 en montre un exemple typique (Figure 13). Ces séquences sédimentaires présentent une variabilité longitudinale expliquée par l'abaissement de la plaine deltaïque vers l'aval et par des changements à petites échelles dans les modes de dépôt. Les dépôts deltaïques présentent également une variabilité latérale (Figure 14), causée par les migrations du chenal, dont l'ancien tracé marque encore la topographie, et par l'action des vagues du lac Saint-Pierre, qui viennent éroder la plaine deltaïque à l'est (Figure 15).

La progradation du delta a été très rapide depuis 150 ans, époque où le delta n'était que très peu développé selon la carte de 1859 (Figure 16a). Elle a été en moyenne de  $2960 \text{ m}^2$  par an, mais se caractérise par son irrégularité, puisqu'elle a été fortement ralentie entre 1964 et 1988 (Figure 16b). La luminescence optique procure des âges de 140 ans et 280 ans pour les sables à la base de la séquence de dépôt. Ces âges s'inscrivent dans le cadre chronologique établi par les autres méthodes de datation pour révéler des taux d'accumulation moyens compris entre 0.2 et 1.7 cm par an (Figure 17). Cette accumulation importante serait liée aux perturbations anthropiques affectant les sources sédimentaires du bassin-versant depuis le début de la colonisation il y a 200 ans (Figure 18). L'âge récent du delta serait également expliqué par la stabilisation tardive du lac Saint-Pierre à son niveau actuel, qui est intervenue entre 1000 ans et 150 ans. Une baisse d'un mètre provoquerait une importante progradation du delta ainsi qu'une forte érosion du lit et des berges. Il s'ensuivrait une importante accumulation détritique dans le lac Saint-Pierre.

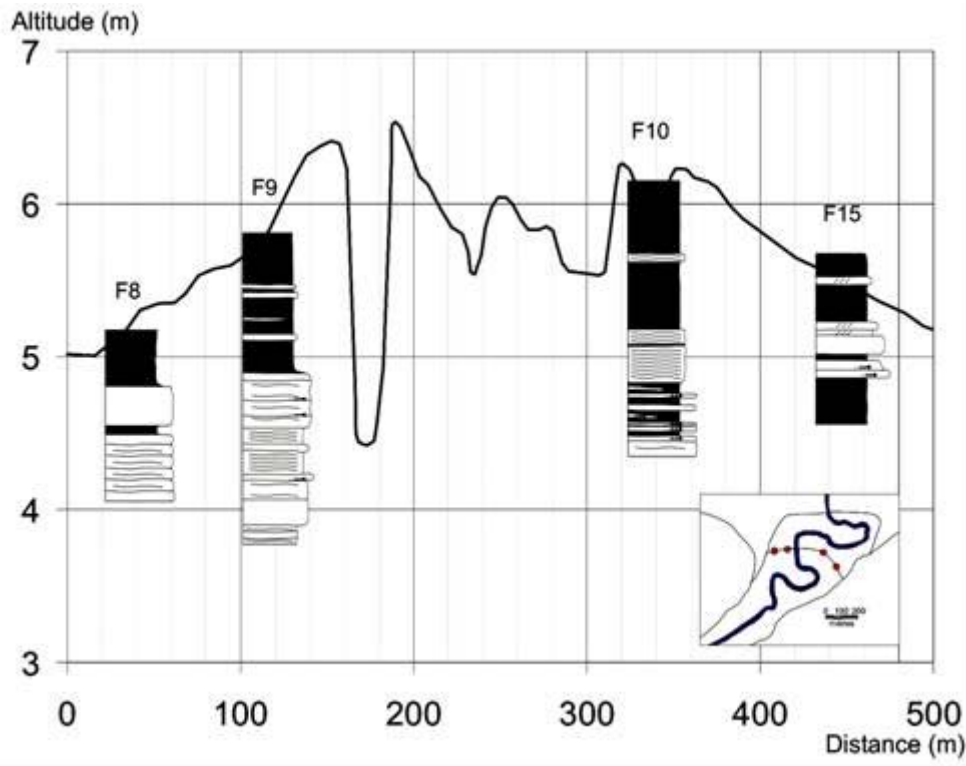


**Figure 12.** Localisation du site d'étude : Le delta de la Yamachiche (photographie HMQ9713), petit tributaire du fleuve Saint-Laurent au niveau du lac Saint-Pierre, Québec méridional.

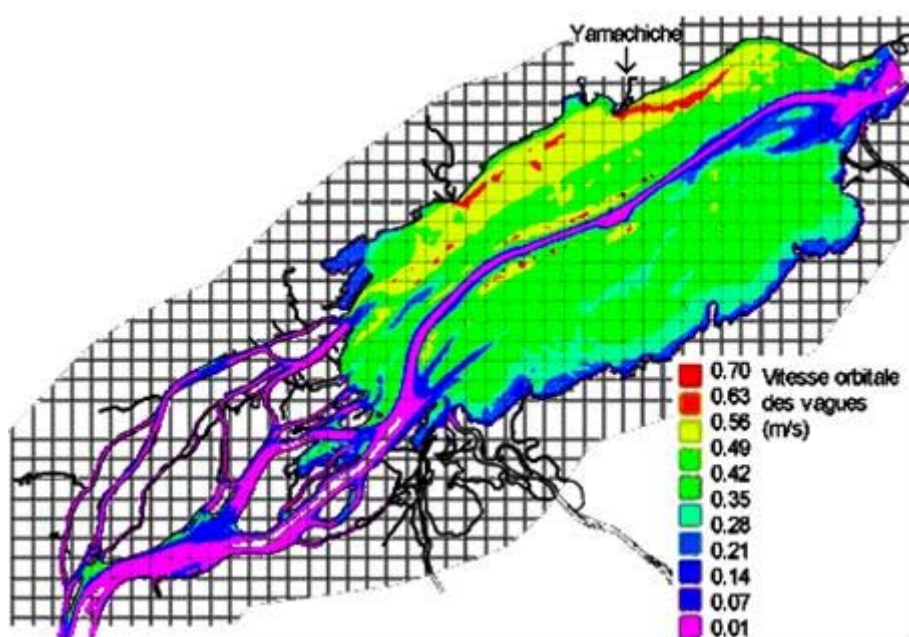


**Figure 13.** Photographie et log de la coupe C1 incluant la description et l'interprétation des unités

sédimentaires et des faciès.

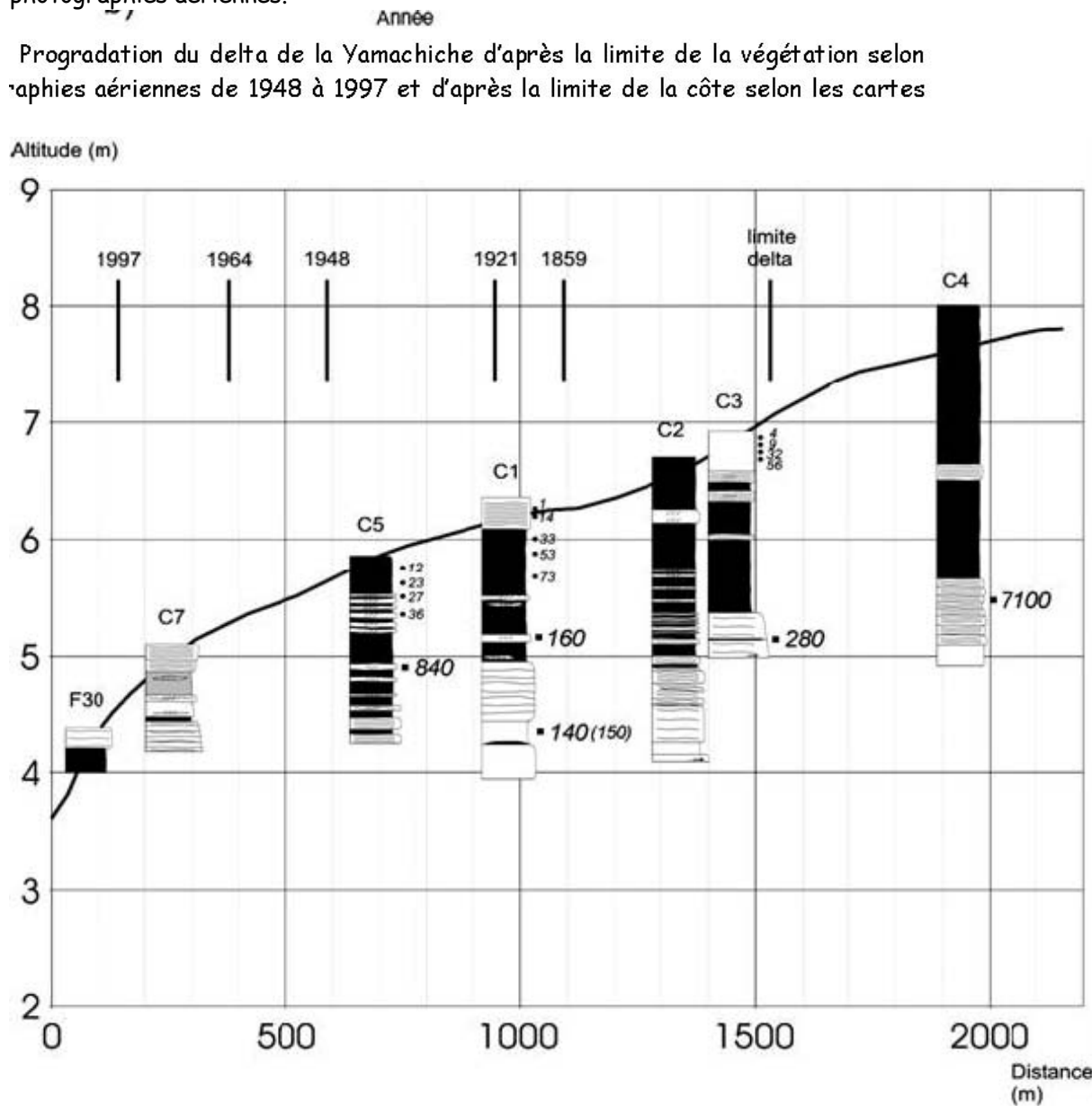


**Figure 14.** Distribution des logs F8, F9, F10 et F15 sur un transect topographique transversal du delta. On observe à l'est de la rivière l'ancien tracé du chenal dans la topographie de la plaine deltaïque.

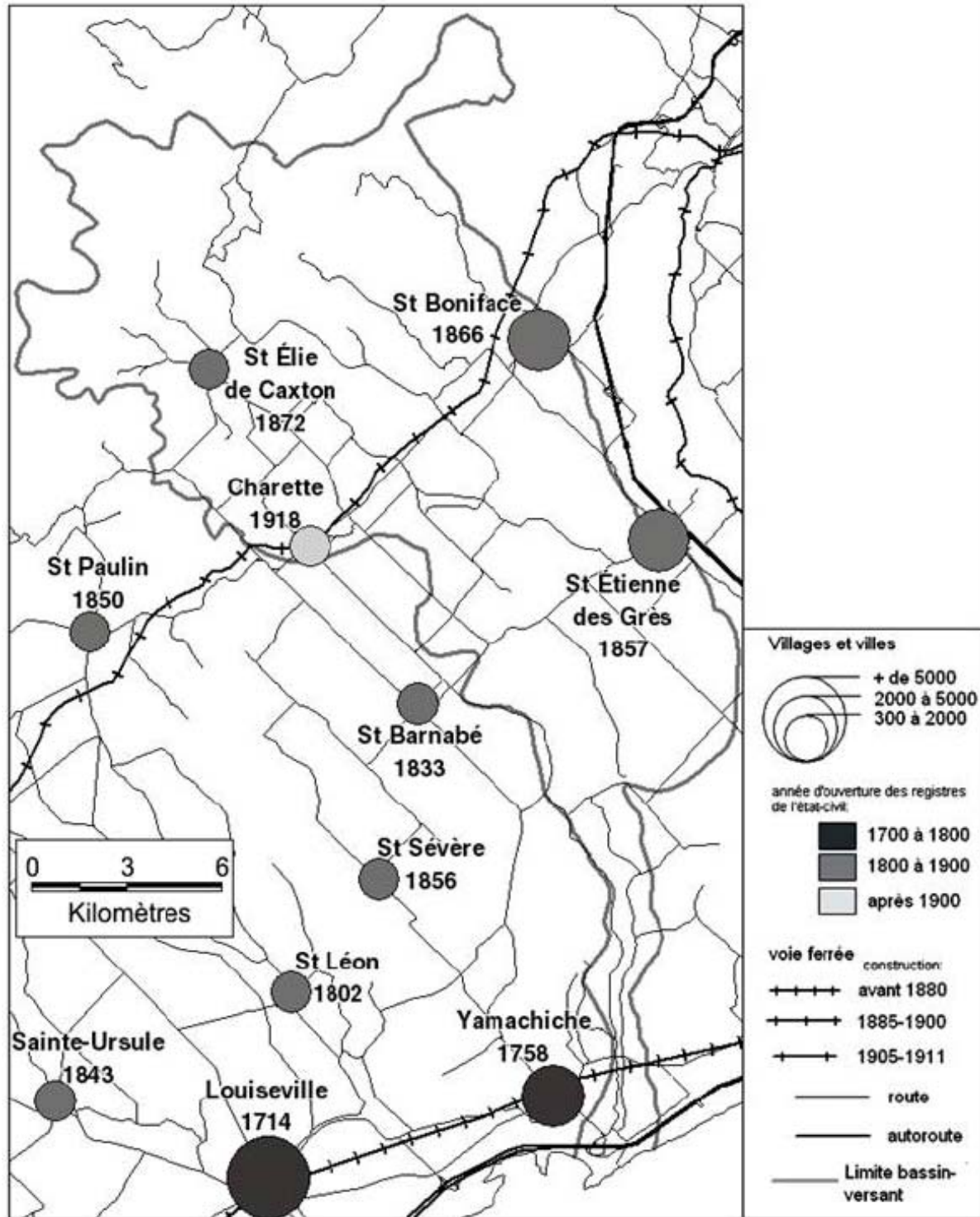


**Figure 15.** Vitesse près du fond générée par les vagues associées à un vent de printemps de 35

km/h et à un débit de  $9\,500\text{ m}^3/\text{s}$  dans le lac Saint-Pierre. Des vagues de haute énergie topographiques de 1921 et 1859. a) Cartographie des principales avancées. B) Graphique de la progradation cumulée du delta pour chacune des périodes couvertes par les cartes et les photographies aériennes.



**Figure 17.** Distribution des coupes le long d'un transect longitudinal du delta. La localisation et les dates par luminescence optiquement stimulée sont représentées en gras, la date au  $^{14}\text{C}$  est représentée entre parenthèse et les dates au  $^{210}\text{Pb}$  sont en caractères réduits. Les traits verticaux représentent les limites de progradation du delta selon les cartes et les photographies aériennes, associées à leur année correspondante.



**Figure 18.** Villages, voies de communication et leur développement depuis le début de la colonisation au 18<sup>ème</sup> siècle dans le bassin-versant de la Yamachiche et dans la région alentour des Basses-Terres du Saint-Laurent (données compilées de Séguin et Hardy, 2003).

## Panoramique #2 : Micro-reliefs du Proto-Saint-Laurent (Lamarche, L., Lamothe, M.)

Reprendre le chemin Louis-Gatineau vers la gauche

À 300 m, tourner à droite sur le chemin Louis-Lesieur (devient Chemin St-Jacques et la route 153N)

À 3 km, tourner à droite sur la route 138

La vue panoramique #2 est localisée sur la route 138 au coin du chemin de la Rivière-aux-Glaises (à 3,5 km)

À l'ouest de la rivière Yamachiche, une série de plages a été identifiée par photo interprétation (figure 20 et 21). Ces dernières montrent une succession longitudinale des paléorivages du lac Saint-Pierre. Ainsi, ce type d'environnement présente les caractéristiques indispensables à l'établissement des fluctuations mineures des niveaux de base du Saint-Laurent récent. Dans cet axe, 4 plages à différentes altitudes ont été datées. Les résultats associés à l'étude stratigraphique de la région montrent une diminution non linéaire des niveaux du fleuve.

La succession de plages au sud de la terrasse est illustrée dans le profil GPR « EF » (figure 24). Six plages sont identifiables entre la route 138 et l'autoroute 40. Les trois plages les plus au Sud se situent dans les dépressions des alluvions fins d'eau profonde (unité Aa), tandis que les trois autres sont le résultat du remaniement des alluvions littoraux, périlittoraux et d'exondation récents (unité Ab). Ces plages sont généralement constituées de lits obliques. L'unité silteuse sous-jacente, caractérisée par des lits sub-parallèles, présente un contact net avec les plages. Au nord, les plages reposent sur une unité sableuse identifiable par les traits fins dans le profil. Ces bandes montrent la structure plus complexe de ce faciès. Des lits sub-horizontaux et obliques y sont observés. Le contact entre l'unité sableuse et l'unité silteuse est mal défini et laisse place à une interprétation personnelle basée sur les données stratigraphiques à proximité. Il serait intéressant d'effectuer des forages afin d'établir la limite exacte entre ces deux unités.

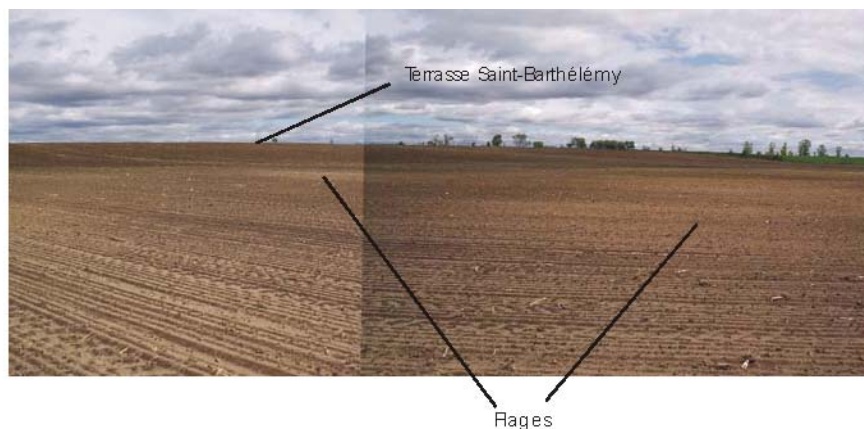


Figure 19. Photographie de plages et de la terrasse de Saint-Barthélémy dans le secteur de la rivière Yamachiche

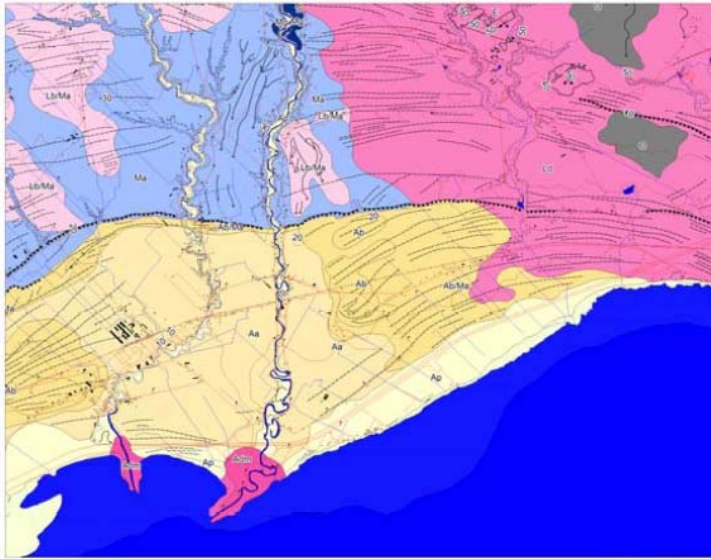


Figure 20. Carte géologique et géomorphologique du secteur de la rivière Yamachiche

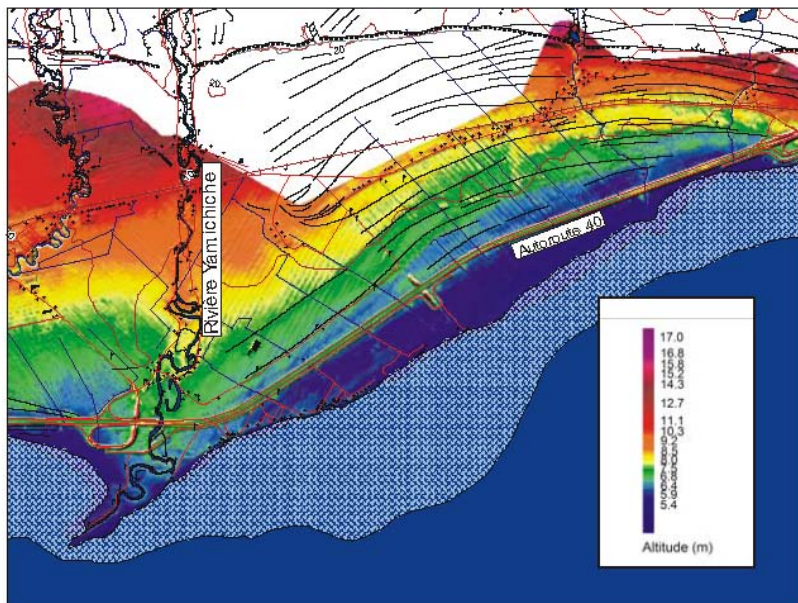


Figure 21. Modèle d'élévation numérique lidar du secteur de la rivière Yamachiche

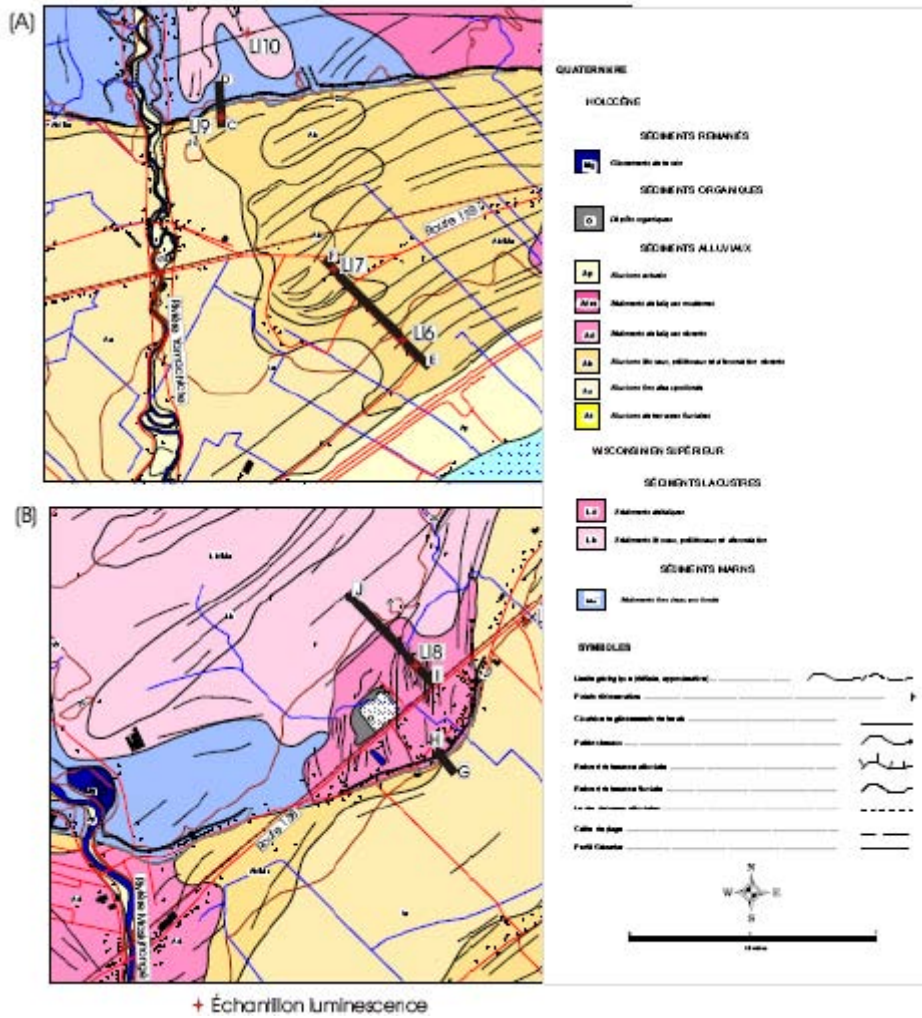


Figure 22. Localisation des profils géoradar dans le secteur nord du lac Saint-Pierre

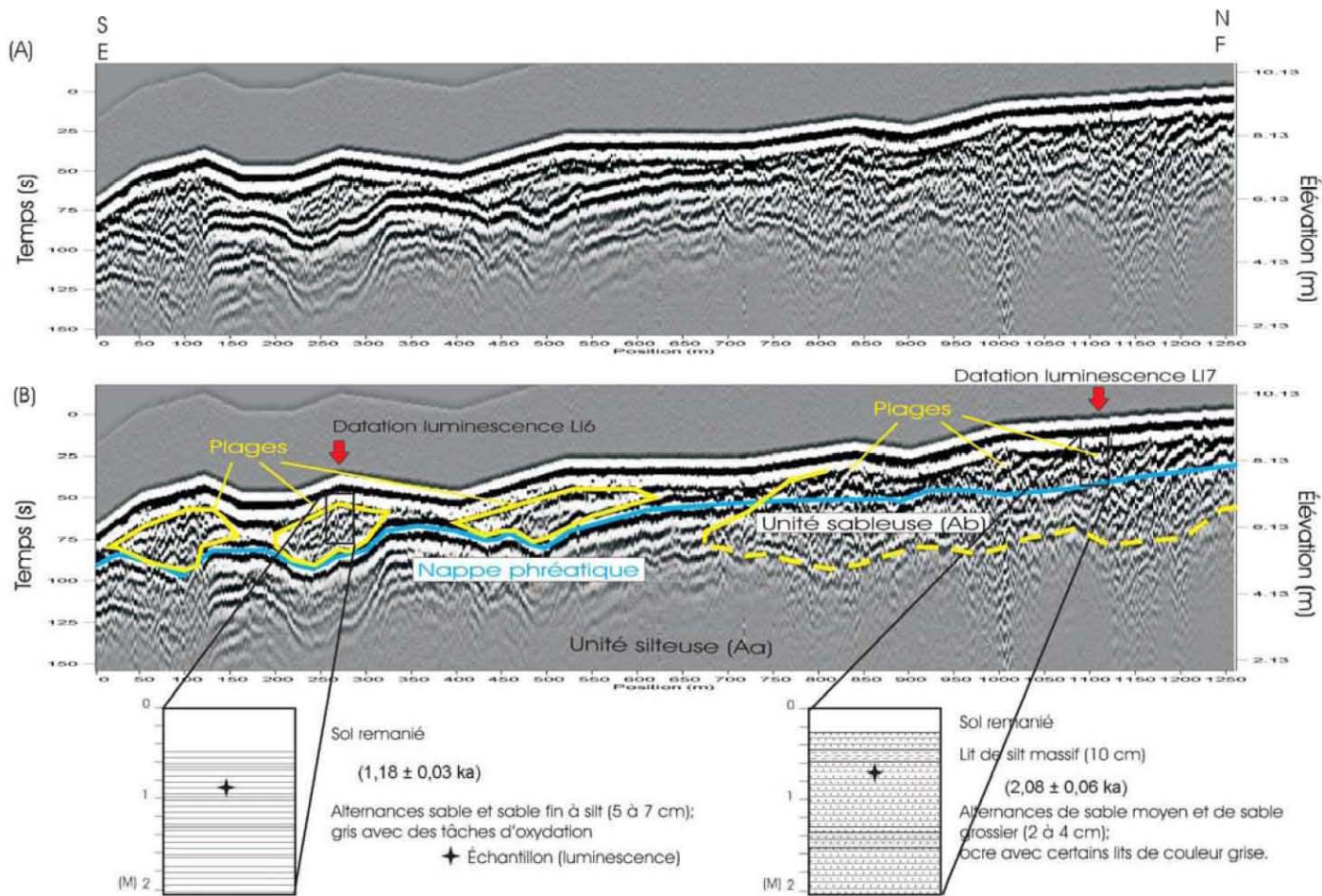


Figure 24. Profil géoradar de l'unité cartographique Ab, rivière Yamachiche

**Arrêt #1 : Delta lacustre de la rivière Saint-Maurice**  
(Lamarche, L., Lamothe, M., Gagnon, J.-F.)  
(Sablière de Mme Hélié : 674 405 E, 5 132 615 N)

Sur la route 138, continuer vers l'Est  
À 4,5 km, tourner à gauche sur le rang St-Nicolas  
À 3 km (à droite) ; Sablière de Mme Hélié : Club de tir Les Seiqueurs

La phase du Lac à Lampsilis se résume en trois milieux distincts : un faciès deltaïque, un faciès d'exondation et une phase érosive. Les dépôts deltaïques dans le secteur de la rivière Saint-Maurice représentent la portion distale du faciès. Cette unité stratigraphique s'étend considérablement vers l'Est (Bolduc, 1999 ; Gagnon, 2004). L'apport sédimentaire, qui s'est maintenu jusqu'à tard dans l'évolution du Proto-Saint-Laurent, explique la présence de faciès deltaïques jusqu'à de basses altitudes (unité Ld).

Cette unité est constituée de sables, de silts sableux et de graviers stratifiés et bien triés. Ce delta forme une surface plane généralement marquée par des chenaux abandonnés. Deux niveaux distincts sont identifiés. La figure 25 représente une coupe composite des niveaux deltaïques supérieurs à 50 m. À la base, on remarque des lits obliques avec localement des figures de charge (figure 26) et des chenaux. Ces lits d'une épaisseur variant entre 5 cm et 20 cm sont constitués de sable fin à grossier. Des lits sub-horizontaux de sables fins à grossiers avec des rides recouvrent l'unité précédente (figure 27). Ces rides asymétriques ont une hauteur de quelques centimètres avec une longueur d'onde variant entre 10 cm et 20 cm. Durant la sédimentation de ces faciès, l'orientation des paléo-courants reste constante et se dirige vers le Sud-Est. Plusieurs chenaux de grande taille, dont certains mesurant plus de quatre mètres de large, viennent éroder les sédiments antérieurs. L'écoulement dans ces chenaux varie entre N 120°-140° et N 170°-180°. En surface, le remaniement des sédiments par l'action des vagues et du vent se fait sentir. À la sablière de Mme Hélié (674 405 E, 5 132 615 N), une dune d'une hauteur de 6 m vient recouvrir les sédiments deltaïques (figure 28). Cette dune est caractérisée par de grands lits obliques dont l'orientation des paléo-vents pointe vers le nord-est. Plusieurs autres dunes de plus faible épaisseur ont été cartographiées dans le secteur (unité E). Un loess est également présent en couverture mince sur les dépôts (épaisseur moyenne de moins de 1 m).

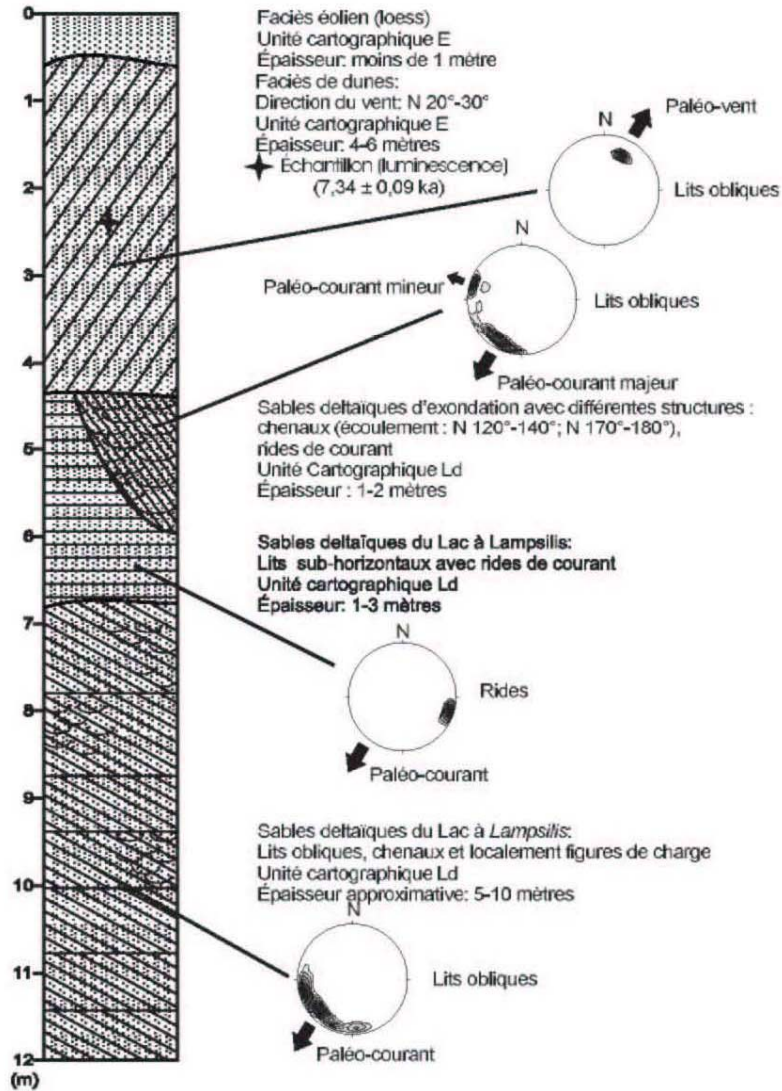


Figure 25. Coupe composite du delta lacustre de la rivière Saint-Maurice



Figure 26. Figure de charge observe dans le delta lacustre de la rivière Saint-Maurice



Figure 27. Rides dans le delta lacustre de la rivière Saint-Maurice



+ Échantillon luminescence

Figure 28. Photographie de la dune dans la sablière de Mme Hélié

**Arrêt #2 : Delta marin de la rivière Maskinongé**  
**(Lamarche, L., Lamothe, M.)**  
(Carrière Maskimo)

Reprendre le rang St-Nicolas vers la gauche

À 3 km, tourner à droite sur la route 138

À 29 km (à Louiseville ; après le IGA), tourner à droite sur le Chemin de la Grande Carrière  
(devient le rang des Chutes et la route 348)

À 13,5 km (à droite), Carrière Maskimo : Sablière des Chutes

Situé sur le contrefort du Plateau laurentien, le delta de la Rivière Maskinongé est associé à l'épisode marin. La figure 29 montre une coupe synthétique du delta marin de la rivière Maskinongé. On y retrouve des sables, des silts sableux et des graviers stratifiés et bien triés (unité Md). Mis en place à l'embouchure de la paléo-rivière Maskinongé se déversant dans la Mer de Champlain, ce delta forme une surface plane généralement marquée par des chenaux abandonnés. En surface, le remaniement des sables par le vent forme localement des dunes et une loess en couverture discontinue. La présence de fossiles marins (*Hiatella artica* et *Mya arenaria*) atteste de l'appartenance de ce faciès à la transgression marine. En surface, les sédiments fins sont remaniés par l'action du vent (unité E). Ce delta repose sur le roc au niveau des hauts reliefs. Toutefois, il peut atteindre une épaisseur de 20 m au fond de la vallée structurale. À la base du delta, on retrouve les faciès distaux de sables fins interlités avec des silts. Ce faciès est observé seulement en périphérie du delta. Ces lits sub-horizontaux sont surmontés par des lits frontaux distaux (figure 30). Ce faciès est composé de sable fin faiblement incliné. L'orientation des lits indique un paléo-courant majeur vers le Sud-Est et un paléo-courant mineur vers le nord-est représentant un écoulement suivant l'orientation de la vallée structurale. Au sommet de l'unité, des déformations sont présentes. Des failles d'effondrement orientées à 320° avec un pendage de 50°, de même que des plis semblent montrer la présence de culots de glace résiduelle dans le secteur lors de la sédimentation du delta (figure 31). Des lits sub-horizontaux, grossiers et granoclassés, d'une épaisseur de 0,5 m à 1 m, représentent les lits sommitaux recouvrant la partie nord du delta. Ces derniers illustrent la phase finale de sédimentation de ce secteur qui entre par la suite dans une phase d'érosion.

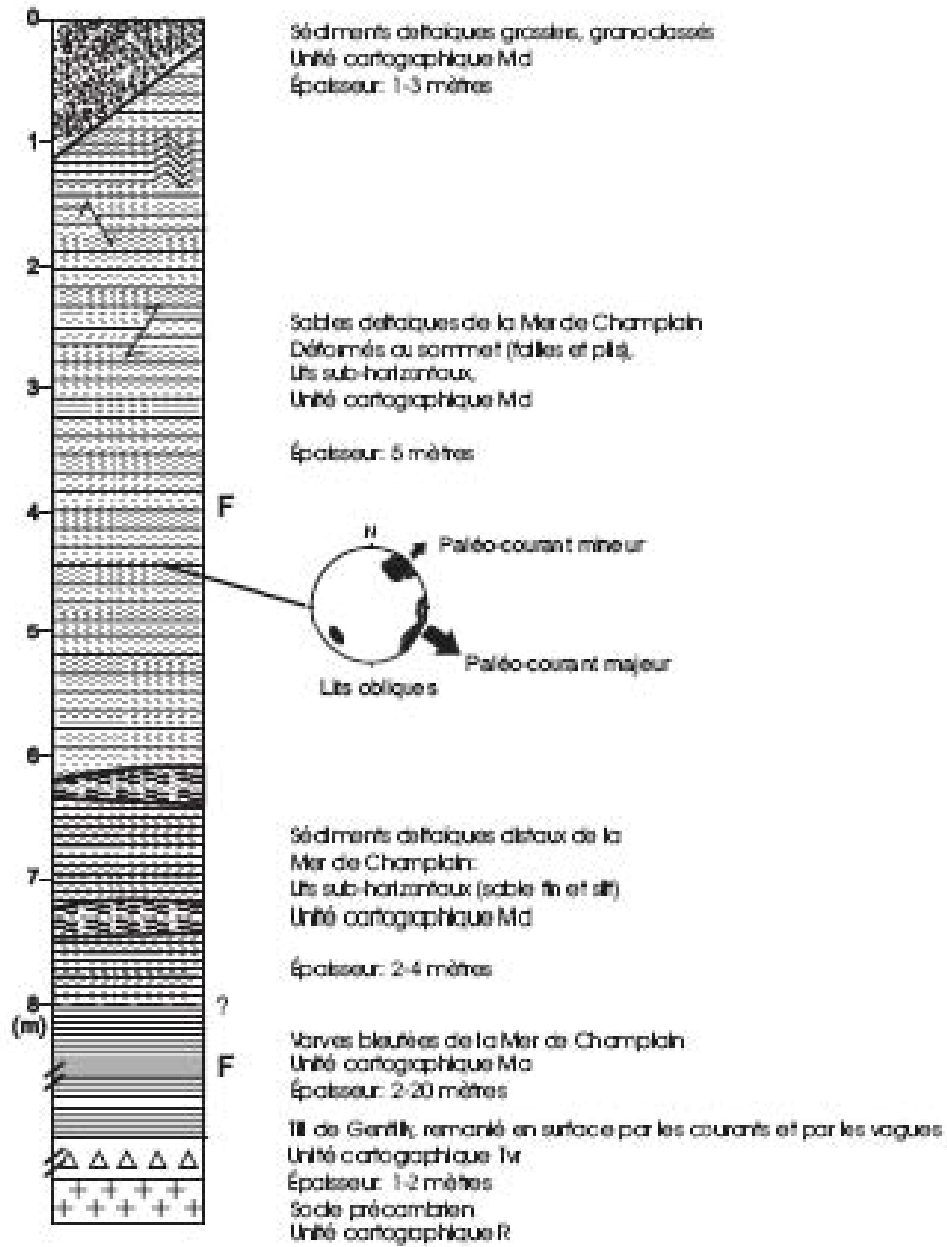


Figure 29. Coupe stratigraphique régionale du delta marin de la rivière Maskinongé



Figure 30. Lits obliques du delta marin de la rivière Maskinongé

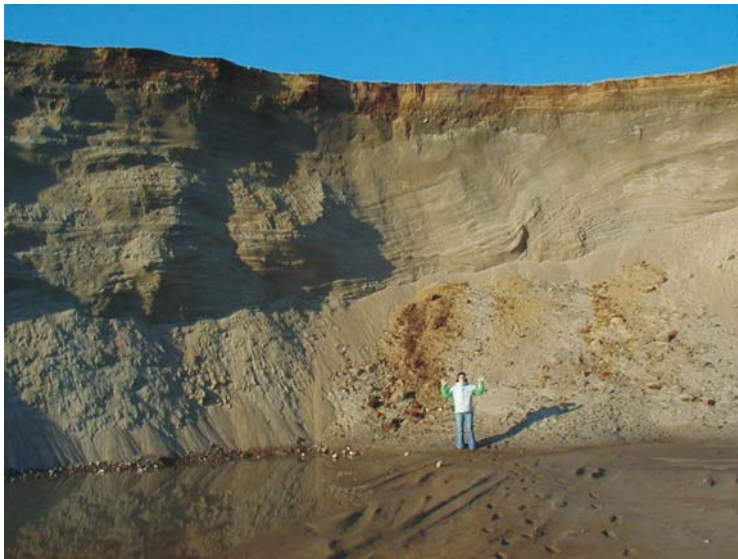


Figure 31. Lits déformés du delta marin de la rivière Maskinongé

### Arret #3 : Chutes Sainte-Ursule

(Lamarche, L., Lamothe, M., Gauthier, M.-J.)  
(pause d'îner)

Reprendre le rang des Chutes (route 348) vers à gauche  
À 600 m (à droite), Parc des Chutes Sainte-Ursule

Situées à Sainte-Ursule, sur la rive nord du lac Saint-Pierre près de Louiseville, les chutes de Sainte-Ursule représentent un attrait géologique intéressant. On retrouve quatre chutes principales ainsi que trois autres secondaires situées dans la partie ouest ou dans l'ancien lit de la rivière Maskinongé. Cette rivière prend sa source dans le lac Maskinongé et se déverse dans le lac Saint-Pierre. Les chutes de Sainte-Ursule sont le résultat de failles normales et possèdent une dénivellation totale d'environ 71,81 m (<http://www.chutes-ste-ursule.com>, 08/2004). La première chute a une hauteur d'environ 6,06 m et débute au niveau du pont du Canadien National. La deuxième est haute d'environ 12,12 m, la troisième possède une inclinaison d'environ 45° et une hauteur d'environ 30,48m et la quatrième est haute d'environ 6,06m.

Comme mentionné plus haut, la 5<sup>e</sup>, 6<sup>e</sup> et 7<sup>e</sup> chutes se trouvent du côté de l'ancien lit de la rivière. Ce couloir est emprunté lors des crues printanières. En effet, le surplus d'eau accumulé en amont des chutes se déverse dans cet ancien lit et forme la 5<sup>e</sup> chute.



## Historique du site

Un petit historique concernant les chutes Ste-Ursule. Avant de devenir un Parc, cet endroit a connu d'autres vocations. En effet, en 1811, un moulin à scie a été construit sur la rive est de la rivière Maskinongé. Il a permis en ce temps une activité industrielle importante pour l'économie de la région jusqu'en 1908. Par la suite, il y a eu une pulperie qui a été en opération de 1882 à 1907. Depuis 1982, ce site appartient à la Corporation municipale de Sainte-Ursule.

Depuis peu, le parc a une nouvelle vocation récréo-touristique. La construction d'un pont suspendu, d'un labyrinthe, d'une mini-fermette, de même qu'un sentier d'hébertisme figure au projet futur du parc. Plusieurs festivals et journées spéciales s'y déroulent durant la saison estivale, tels que la récolte de l'eau de Pâques, le salon Plein air et Escalade, le gymkhana, l'observation des perséides, la formation sur les champignons comestibles et le symposium de peinture. Le Parc des Chutes de Ste-Ursule offre également un sentier écologique et bientôt un sentier géologique.

## Géologie des chutes

Les chutes de Ste-Ursule sont un phénomène géologique intéressant. En effet, elles sont le résultat de failles normales datant de l'ouverture de l'océan Iapetus, soit il y a environ 650 Ma ([http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete\\_terre.html](http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html), 06/2004) et qui ont également rejouées par la suite. Ces chutes sont construites dans le gneiss qui date de 1 milliard d'années ainsi que dans les dolomies du Groupe de Beekmantown qui elles datent d'environ 500 Ma. Ces deux unités géologiques sont en contact discordant et sont visibles grâce au jeu des failles à la base des chutes.

### Cinquième chute (ancien lit de la rivière)

On y retrouve la double faille de St-Cuthbert orientée environ NE-SW (Tremblay, A., 2003). Ces failles ont permis de mettre en contact le Précambrien et le Beekmantown. Ces phénomènes d'extension sont visibles aux chutes de Ste-Ursule par les failles, les brèches de faille, les cataclasites et les pseudotachylites ainsi que par les nombreuses fractures, avec deux familles importantes, que l'on retrouve dans le gneiss au sommet des chutes. De plus, ces deux groupes de fractures sont orthogonaux. On suppose également que les chutes s'écoulent selon un plan de faille préférentiel, principalement dans le cas de la première et la deuxième chutes. Voici quelques mesures prises au site :

- faille: N007°/63° ; N277°/61° ; N028°/80° ; N034°/53°; N355°/53°
- brèche de faille : 130°-310° ; 110°-290°
- fracture/joint : 1<sup>e</sup> famille (ENE-WSW) : N259°/58° (en moyenne avec 15 données)  
2<sup>e</sup> famille (NNW-SSE) : N169°/54° (en moyenne avec 10 données)

## Glissements de terrain

La nature des dépôts dans le secteur du haut plateau du Nord est très propice à la formation de glissements de terrain. L'éluviation des argiles marines entraîne un déséquilibre dans la structure

des feuilletés. Associé à un fort ravinement, ce lessivage provoque plusieurs glissements de grande superficie en bordure des tributaires importants observables le long de la route 348 (figure 32). Plus particulièrement, la visite du secteur entourant le Parc des Chutes de Sainte-Ursule a permis de valider les altitudes des grandes zones de glissements observées sur le modèle d'élévation numérique.

Suite à l'exondation des terres, l'incision des rivières s'est réalisée en fonction des niveaux de base. Les mouvements de terrain peuvent être considérés comme le reflet plus ou moins exact des niveaux de stabilité liés aux grandes phases de l'évolution du Proto-Saint-Laurent. Ainsi, les niveaux supérieurs à 75 m, se corrèlent avec la phase précoce du Lac à Lampsilis. Les niveaux 60 m et 67 m représentent le niveau de Rigaud, tandis que le niveau de 50 m se situe à la même altitude que le niveau de Montréal. Les glissements les plus bas sont localisés à une altitude de 27 m, ce qui correspond approximativement aux mesures d'élévation de la terrasse de Saint-Barthélémy dans le secteur. Toutefois, la rareté de matériaux datables, telle que la matière organique, rend difficile l'établissement d'un cadre chronologique absolu des divers niveaux de glissements.

Il est à noter que plusieurs autres décrochements sont le résultat d'instabilités récentes. L'activité agricole intensive et le drainage artificiel ont canalisé l'écoulement des eaux souterraines accentuant l'éluviation et le ravinement des argiles modifiant ainsi les pentes et provoquant des glissements. De plus, la déforestation a éliminé les racines qui stabilisaient les pentes.

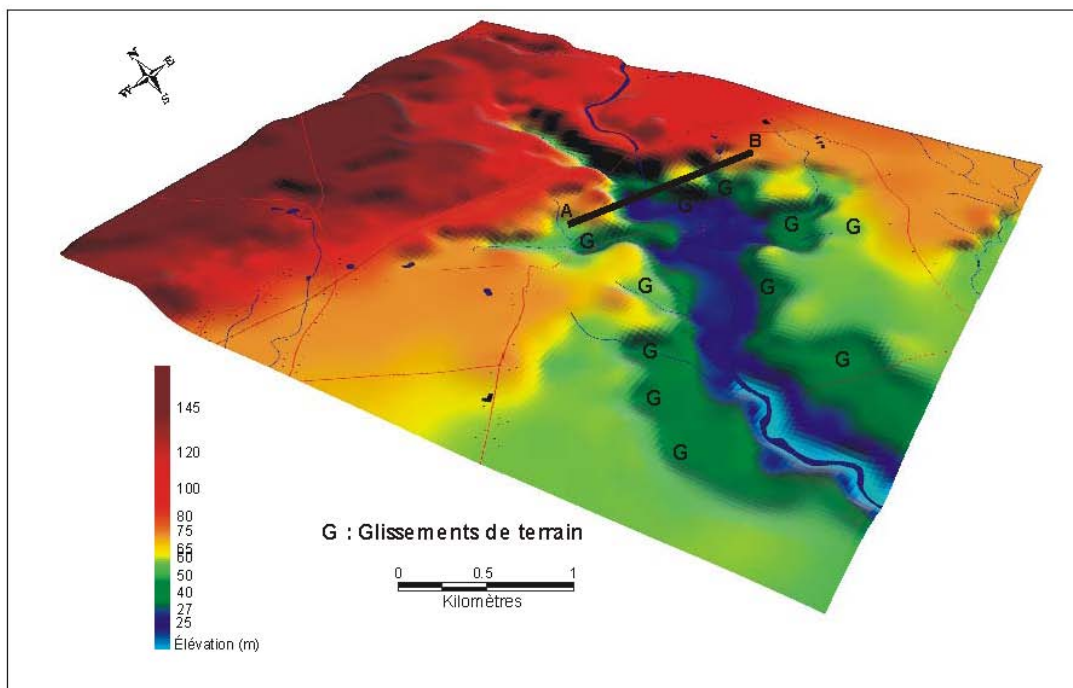


Figure 32. Modèle d'élévation numérique des Chutes Sainte-Ursule

**Arrêt #4 : Terrasse St-Bathélémy**  
(Lamarche, L., Lamothe, M.)  
(Delta lacustre de la rivière Maskinongé)

Reprendre le Rang des Chutes (route 348) vers la droite (vers Louiseville)

À 13 km, tourner à droite sur la route 138

À 3 km, (à droite) ; paléo-delta Maskinongé : en face de Pétroles Lefebvre (15, route 138)

Les trois niveaux de l'évolution du Lac à Lampsilis sont présents dans le secteur nord du lac Saint-Pierre. Le niveau de Rigaud est caractérisé par une succession dense de plages à une altitude approximative de 50 m. Le niveau de Montréal est présent à l'ouest par une série de terrasses et à l'est par un alignement de plages à une altitude approximative de 31 m. Le niveau de Saint-Barthélémy est le plus marqué dans la zone d'étude. Il représente une terrasse continue pouvant atteindre une dénivellation de 5 m. Près de la rivière Maskinongé, ce niveau se distingue par la présence d'une unité deltaïque (Unité Ad). Ces sables lités forment une surface plate également marquée par des chenaux abandonnés fortement remaniés par les courants. Construit vraisemblablement durant la phase récente du Proto lac Saint-Pierre, ce paléo-delta de la rivière Maskinongé représente un milieu de comparaison majeur dans l'évolution des environnements deltaïques contemporains, puisqu'il représente un analogue plausible à la baisse de niveaux de base appréhendée.

Les deux profils de géoradar (GPR) suivants représentent la stratigraphie des dépôts deltaïques du paléo-delta Maskinongé localisé sur la terrasse de Saint-Barthélémy. Tout d'abord, le profil GPR « GH » présente le contact entre les dépôts deltaïques et les sédiments récents des terres basses du Proto-Saint-Laurent (figure 33). La présence de lits obliques confirme l'origine deltaïque de l'unité sableuse, tandis que les silts sont disposés en lits sub-horizontaux. Le contact entre les deux unités est graduel. Toutefois, l'interprétation du profil semble indiquer que l'unité deltaïque (unité Ad) se prolonge sous l'unité silteuse (unité Aa). Une déformation des lits est observée à la base de la terrasse. Cette distorsion peut s'expliquer par la correction topographique apportée au profil. Les faciès silteux et sableux reposent en discordance sur les dépôts silto-argileux de la Mer de Champlain identifiés en forage.

Le profil GPR « IJ » montre une stratigraphie plus complexe (figure 34). Il représente une unité sableuse remaniée par l'action des courants superposée aux lits frontaux du paléo-delta Maskinongé, le tout reposant sur une unité silto-argileuse. En coupe, la partie sud du profil est composée au sommet de sable moyen à fin lité (figure 35). En profondeur, ces sables deviennent de plus en plus grossiers, il y a donc un granoclassement normal. Quatre lits granoclassés ont pu être observés. Vers 2 m, un premier faciès argileux a été rencontré. Toutefois, le type de forage utilisé a causé la compaction des argiles. Ainsi, l'épaisseur de ce faciès n'est pas connue. Un cinquième lit sablo-graveleux sépare les deux faciès argileux rencontrés. Au nord, l'unité deltaïque est absente. Les dépôts remaniés reposent directement sur le faciès silto-argileux. Trois plages ont pu être identifiées dans ce profil.

Les profils du paléo-delta Maskinongé illustrent la succession stratigraphique d'un

environnement deltaïque contemporain à la terrasse Saint-Barthélémy. À la base, on découvre les sédiments fins antérieurs d'eau profonde représentatifs de la Mer de Champlain. L'apport sédimentaire de la rivière Maskinongé a permis la formation d'un delta de faible épaisseur caractérisé par des lits obliques. Ce faciès sableux a été remanié par l'action des vagues et des courants en surface. L'orientation des plages et des chenaux montre que cet événement est distinct et ultérieur à l'établissement de l'environnement deltaïque. Par la suite, des sédiments fins associés au Proto-Saint-Laurent sont venus recouvrir la base de la terrasse de Saint-Barthélémy.

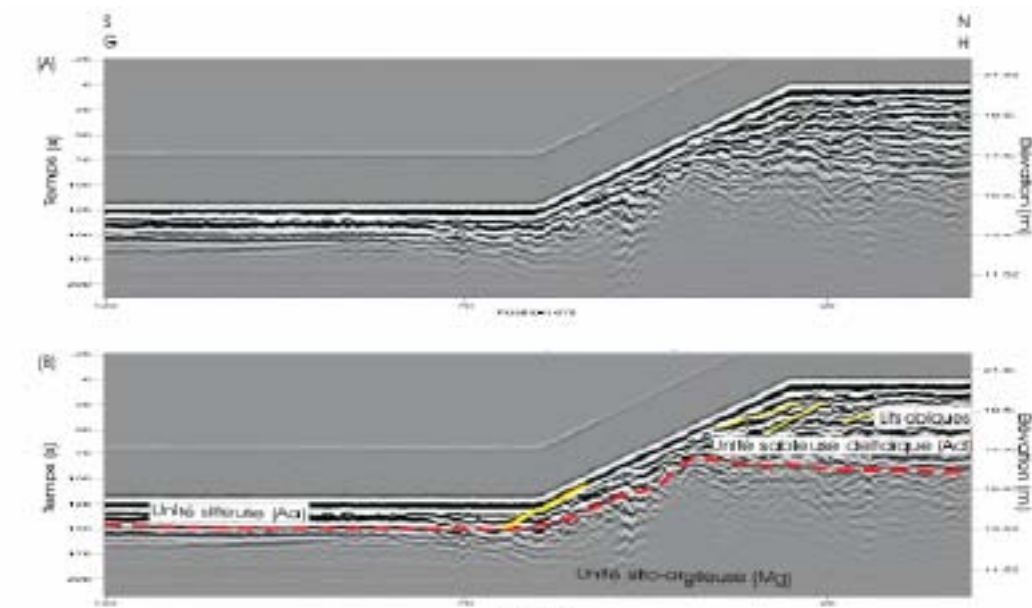


Figure 33. Profil géoradar de la terrasse Saint-Barthélémy, rivière Maskinongé

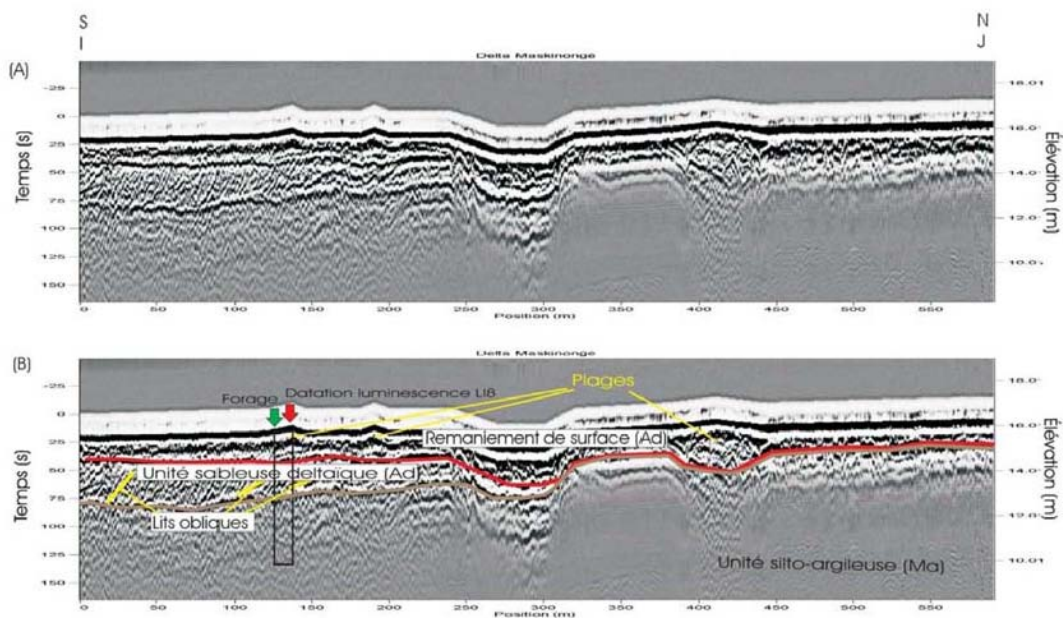


Figure 34. Profil géoradar du Paléo-delta lacustre de la rivière Maskinongé

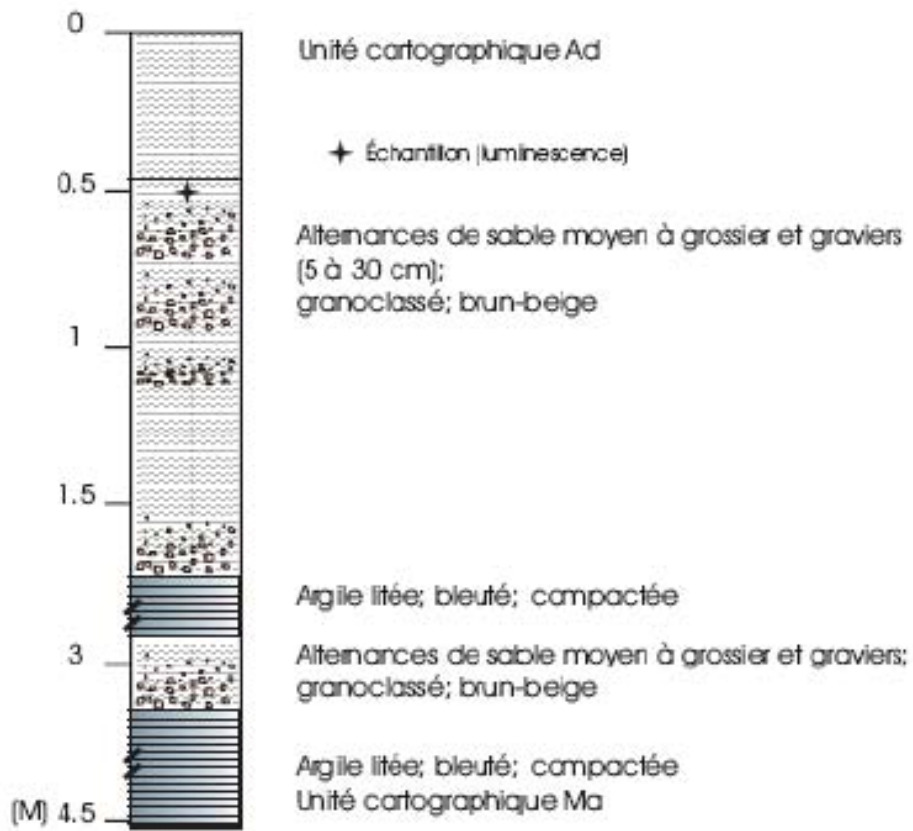


Figure 35. Coupe stratigraphique du paléo-delta lacustre de la rivière Maskinongé

**Panoramique #3 : Terrasse Saint-Barthélémy**  
(Lamarche, L., Lamothe, M.)

Continuer sur la route 138 vers l'ouest

À 3 km, tourner à droite sur la rue Saint-Joseph

À 1,5 km, tourner à gauche sur la rue Saint-Laurent

À 100m, tourner à gauche sur le rang du Pied-De-La-Côte (qui devient le rang York)

La vue panoramique #3 est localisée le long du rang York à Saint-Barthélémy.

À 11 km, il est possible d'observer le glissement de terrain du 1000 rang York.

La terrasse Saint-Barthélémy est le relief le plus notable dans le secteur nord du lac Saint-Pierre (figure 36). Cette forme d'érosion résulte des forts courants et des vagues durant la phase finale du Lac à Lampsilis et du Proto-Saint-Laurent. Cette dernière est constituée principalement de deux types de matériaux. En partant de l'ouest, la terrasse incise les argiles de la Mer de Champlain (figure 37). En se déplaçant vers l'est, les sédiments deviennent de plus en plus grossiers pour être franchement sableux à Pointe-du-Lac. Une passée sableuse est également observée près de la rivière Maskinongé (unité Ad) (Lamarche, 2003). Cette terrasse longe en grande partie la courbe de niveau de 20 m. Les grandes encoches sont le résultat de l'érosion des divers cours d'eau, tandis que les variations d'élévation reflètent les matériaux la constituant. En effet, le sommet de la terrasse Saint-Barthélémy se situe à une altitude moyenne de l'ordre de 30 m lorsqu'elle s'incise dans les argiles, tandis que son sommet est mesuré à des altitudes variant entre 20 m et 21 m dans le secteur est. En ce qui concerne sa base, elle se situe à des élévations similaires tout au long du profil, soit entre 15 m et 17 m. Les formes géomorphologiques peuvent donc être influencées de façon significative par le type de dépôt.

Plusieurs cicatrices de glissements de terrain récents sont observables tout au long de la terrasse. En 2002, un glissement s'est produit au 1000 rang York emportant sur son passage la piscine du propriétaire et déversant une grande quantité d'argile sur le chemin.

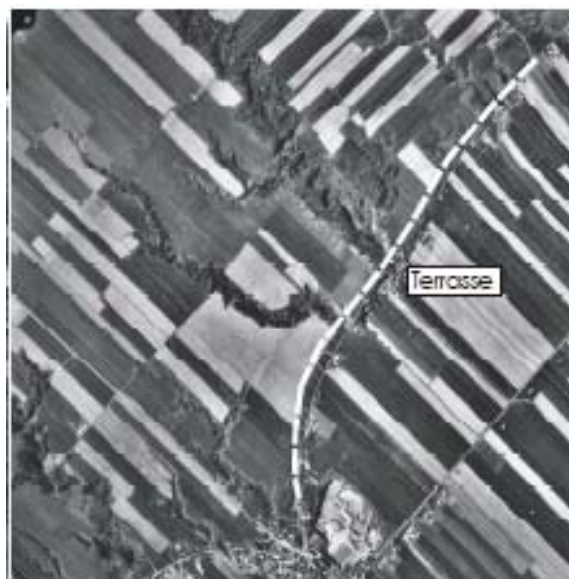


Figure 36. Vue aérienne de la terrasse de Saint-Barthélémy



Figure 37. Terrasse Saint-Barthélemy dans le secteur du village de Saint-Barthélemy

**Panoramique #4 : Remaniement éolien : dune Bardochette (autoroute 40)**  
(Lamarche, L., Lamothe, M., Lemelin, M.-J.),

Continuer sur le rang York vers l'ouest

À 3 km, tourner à gauche sur la route montée Saint-Viateur

À 3,5, tourner à droite sur la route 138

À 1 km, prendre l'autoroute 40 direction Montréal

La vue panoramique #4 est localisée sur l'autoroute 40 entre les sorties 141 et 130.

La présence de sable fin associé aux unités deltaïques a permis la formation de dunes à diverses altitudes. Le remaniement éolien a été observé à trois différents endroits au nord du lac Saint-Pierre, soit aux élévations de 150 m, de 50 m et de 18 m. Ces dunes nous renseignent tout d'abord sur l'émergence des terres et par la suite sur l'établissement de la végétation dans la région (David, 1988). Les formes éoliennes les plus élevées sont corrélées aux dépôts de la Mer de Champlain (Arrêt #2). Probablement formées par les vents adiabatiques, elles indiquent une influence encore marquée de l'inlandsis dans le secteur. D'autres indices géomorphologiques montrent l'influence des glaces dans la zone deltaïque de la rivière Maskinongé. En effet, des déformations des lits frontaux ont pu être observées dans cette région indiquant la présence de culot de glace lors de la sédimentation.

Le remaniement éolien cartographié à l'altitude de 50 m correspond à un complexe de dunes, associé à un loess, recouvrant en grande partie la zone deltaïque de la rivière Saint-Maurice. Cette activité éolienne caractérise la phase tardive du Lac à Lampsilis. Datée aux environs de 7500 ans, la dune de la sablière Hélie (Arrêt 1) représente des vents orientés vers le nord-est soulignant la disparition de l'influence glaciaire à ce stade (David, 1988).

Lemelin (2004) a décrit un complexe dunaire de 18 m d'altitude dans la portion ouest du lac Saint-Pierre (figure 38 et 39). Ce dernier représente une activité éolienne localisée sur une paléo-île associée au delta de Sorel. Ce remaniement est postérieur à  $9700 \pm 1220$  ans, cet âge IRSL ayant été obtenu pour l'unité d'origine estuarienne (?) sous-jacente aux faciès éoliens. Une réactivation locale de la surface dunaire lors de la construction de l'autoroute 40 est suggérée par la concentration des surfaces éolianisées autour de l'axe routier.



Figure 38. Photographie des dunes le long de l'autoroute 40.

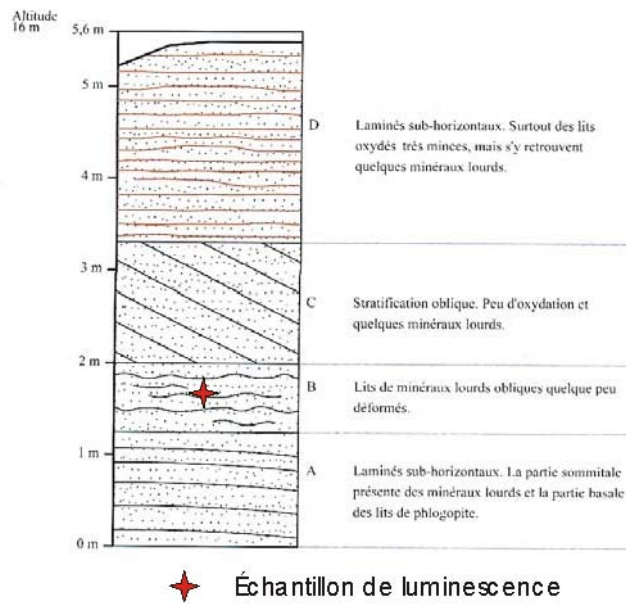


Figure 39 Coupe stratigraphique d'une dune située sur le rang Bardochette (Berthierville) (modifiée de Lemelin, 2004)

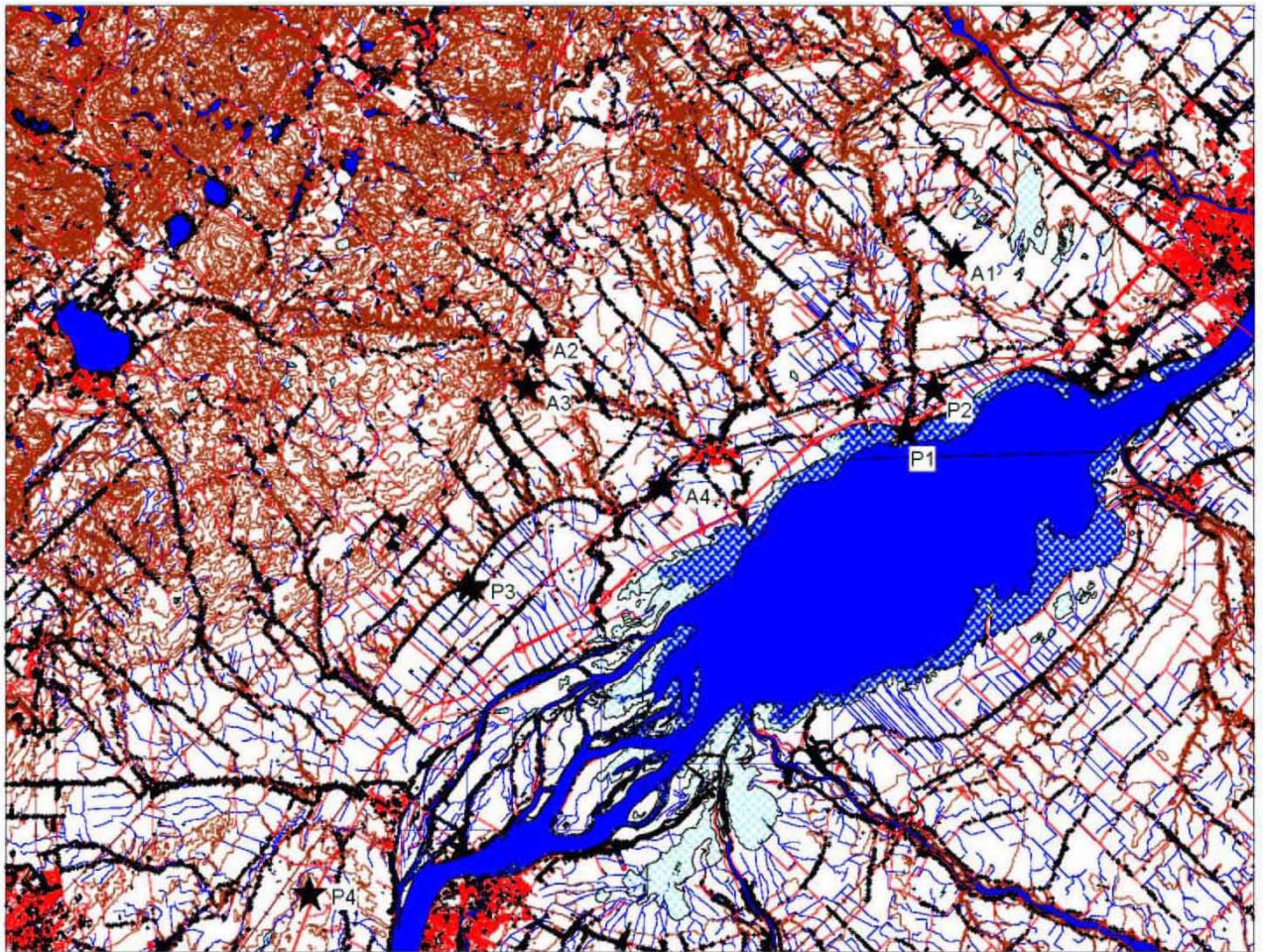


Figure 40. Localisation des arrêts

## RÉFÉRENCES

Bolduc, A. 1999. « Carte géologique : Géologie des formations superficielles - Région de Trois-Rivières - Québec », Commission géologique du Canada, Ottawa.

Bondue, V. 2004. «La réponse des tributaires du Saint-Laurent aux changements environnementaux ». Université de Montréal, Montréal, Mémoire de maîtrise.

Bünzli, M. 1993. « Contraintes physiques et aménagement du territoire : Étude de cas de la municipalité régionale de comté de d'Autray (Québec)». Mémoire de maîtrise en science de l'environnement, Université du Québec à Montréal, Montréal, 140 p.

Caron, O. (en préparation) : Les événements du Quaternaire de la région de Mont-Laurier : cartographie, sédimentologie et paléogéographie. Mémoire de maîtrise. Université du Québec à Montréal.

Clark, P.U., S.J. Marshall, G.K.C. Clarke, S.W. Hostetler, J.M. Licciardi et J.T Teller. 2001. « Freshwater Forcing of Abrupt Climate Change During the Last Glaciation ». *Science*, vol. 293, p. 283- 287.

David, P. 1988. « The Coeval Eolian Environment or the Champlain Sea Episode ». dans Gadd, N.R. (ed). *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin: Geological association of Canada, special paper 35*, p. 291-305.

Dionne, J.C., 1997. « Nouvelles données sur la transgression Laurentidienne, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 23, p. 6-20.

Dionne, J.C. 1998. « Sedimentary structures made by shore ice in muddy tidal-flat deposits, St. Lawrence estuary, Québec ». *Sedimentary Geology*, vol. 116, no 3-4, p. 261-274.

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*, vol. 53, no 2, p. 277-285.

Dionne, J.C., 2000. « Données complémentaires sur les variations du niveau marin relatif, à l'Holocène, à l'anse Bellechasse, côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 54, p. 119-122.

Dionne, J.C. 2001. « Relative sea level changes in the St. Lawrence estuary from deglaciation to present day ». *Geological Society of America, special paper 351*, p. 271-284.

Gagnon, J.F., 2004. « Caractérisation des sédiments deltaïques holocènes de la rivière Saint-Maurice » *Activité de synthèse, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQAM, 40 p.* (non-publié)

Godbout, G. 1957. « Études pédologiques du conté de Berthier », La Pocatière, Ministère de l'agriculture et de la colonisation, Division des sols. 112 p.

Godbout, G. 1962. « Études pédologiques du conté de Maskinongé », La Pocatière, Ministère de l'agriculture et de la colonisation, Division des sols. 86 p.

Hardy, F. 1997. « Datation par photoluminescence de sédiments glaciolacustres du sud du Québec et corrélations stratigraphiques par déblais de forage ». Université du Québec à Montréal, Montréal, 128 p. Mémoire de maîtrise.

IPCC. 2001. « Climate change 2001: the scientific Basis. Contribution of WorkingGroup I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on climate change ». Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, k. Maskell, and C.A. Johnson (ed.),

Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 p.

Lajoie, P.G. 1975. « Les Terres agricoles du Québec méridional : Distribution, étendue et qualité ». Agriculture Canada, Ottawa, Publication 1556, 62 p.

Lamarche, L. 2003. « Notice explicative : Terrasse St-Barthélémy (Lac St-Pierre) ». Activité de synthèse, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, UQAM, p. 23 (non-publié)

Lamarche, L. 2005. « Histoire géologique Holocène du lac Saint-Pierre et de ces ancêtres ». Université du Québec à Montréal, Montréal, 212 p. Mémoire de maîtrise.

Lamothe, M. 1985. « Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St-Pierre les Becquets areas, Québec ». Université de Western, Ontario, 227 p. thèse de doctorat.

Lamothe, M. (ed) 1987. « Pleistocene stratigraphy in the St-Lawrence lowland and the Appalachians of southern Québec : a field guide ». Volume 4. Collection Environnement et Géologie. Sous la direction de Delisle, C. E. et Bouchard, M. A. Université de Montréal, 280 p.

Lamothe, M. 1989. « A new framework for the Pleistocene stratigraphy of the central St. Lawrence Lowland, southern Québec ». Géographie physique et Quaternaire, vol. 43, no2, p. 199-129.

Lamothe, M. 1993. « Géologie des formations quaternaires de la région du Lac Saint-Pierre ». Rapport présenté à Intergaz Inc., Trois-Rivières, 56 p.

Lamothe, M. 1994. « Géologie des formations quaternaires de la région de Batiscan ». Rapport présenté à Intergaz Inc., Trois-Rivières, 58 p.

Lapointe, M. 2000. « Late quaternary paleohydrology of the Gulf of St. Lawrence (Quebec, Canada) based on diatom analysis ». Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 156, no 3-4-, p. 261-276.

Lasalle, P. et J.A. Elson. 1975. « Emplacement of the St-Narcisse Moraine as a climatic Event in Eastern Canada ». Quaternary Research, vol. 5, p. 621-625

Lemelin, M.J. 2004. « Évolution des environnements holocènes sur la rive Nord du Lac Saint-Pierre, Région de Berthierville, Québec ». Université du Québec à Montréal, Montréal, 118 p. Mémoire de maîtrise.

Licciardi, J.M. ; P.U. Clark, J.W. Jenson et D.R. Macayeal. 1998. « Deglaciation of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet ». Quaternary Science Reviews, vol. 17, no 4-5, p. 427-448.

Loope, W.L., T.G. Fisher, H.M. Jol, R.J. Goble, J.B. Anderton et W.L. Blewett. 2004. « A Holocene history of dune-mediated landscape change along the southeastern shore of Lake Superior ». Geomorphology, vol. 61, p. 303-322.

MacPherson, J.C., 1966, « The post-Champlain evolution of the drainage pattern of the Montreal lowland ». M. Sc., Department of geography, McGill University, Montreal, p.264.

Marshall, S. J. et G.K.C. Clarke. 1999. « Modeling North American Freshwater Runoff through the Last Glacial Cycle ». *Quaternary Research*, vol. 52, no 3, p. 300-315.

Muller, S.D.; P.J.H Richard, J. Guiot, J.L. de Beaulieu et D. Fortin. 2003. « Postglacial climate in the St. Lawrence lowlands, southern Quebec: pollen and lake-level evidence». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 193, no 1, p. 51-72.

Occhietti, S., S. Balescu, M. Lamothe, M. Clet, T. Cronin, P. Ferland et P. Pichet. 1996. « Late Stage 5 Glacio-isostatic Sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States ». *Quaternary Research*, vol. 45, no 2 p. 128-137.

Pagé, P. 1999. « Les grandes glaciations - l'histoire et la stratigraphie des glaciations continentales dans l'hémisphère Nord », Guérin Universitaire, Montréal, 492 p.

Parent, M., J.M.M. Dubois, P. Bail, A. Larocque et G. Larocque. 1985. « Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP ». *Recherches amérindiennes au Québec*, vol. 15, no 1-2, p. 17-37.

Parent, M. et S. Occhietti. 1988. « Late Wisconsinan Deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence Valley, Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 42, no 3, p. 215-246.

Parent, M. et S. Occhietti. 1999. « Late Wisconsinan Deglaciation and Glacial Lake development in the Appalachians of Southeastern Québec ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 53, no 1, p. 117-135.

Richard, P. 1977a. « Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques ». *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 31, no1-2, p. 161-176.

Richard, P. 1977b. « Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique ». Ministère des terres et forêts, Québec, 2 volumes.

Richard, P.J.H. et S. Occhietti. 2004. « Déglaciation et invasion marine champlainienne au Mont Saint-Hilaire, Québec : nouvelles données chronologiques et implications paléogéographiques ». 72<sup>e</sup> Congrès de l'Acfas, Université du Québec à Montréal, présentation orale.

Robichaud, A. et Drolet, R. 1998. « Rapport sur l'état du Saint-Laurent - les fluctuations des niveaux d'eau du Saint-Laurent ». Équipe conjointe bilan, composée de représentants d'Environnement Canada, de Pêches et Océans Canada et du ministère de l'Environnement et de la Faune du Québec, Sainte-foy. Rapport technique.

Sawada, M., A.E. Vial, G. Vettoretti, W.R. Peltier et K. Gajewski. 2004. « Comparison of North-American pollen-based temperature and global lake-status with CCCma AGCM2 output at 6 ka ». *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, no 3-4, p. 225-244.

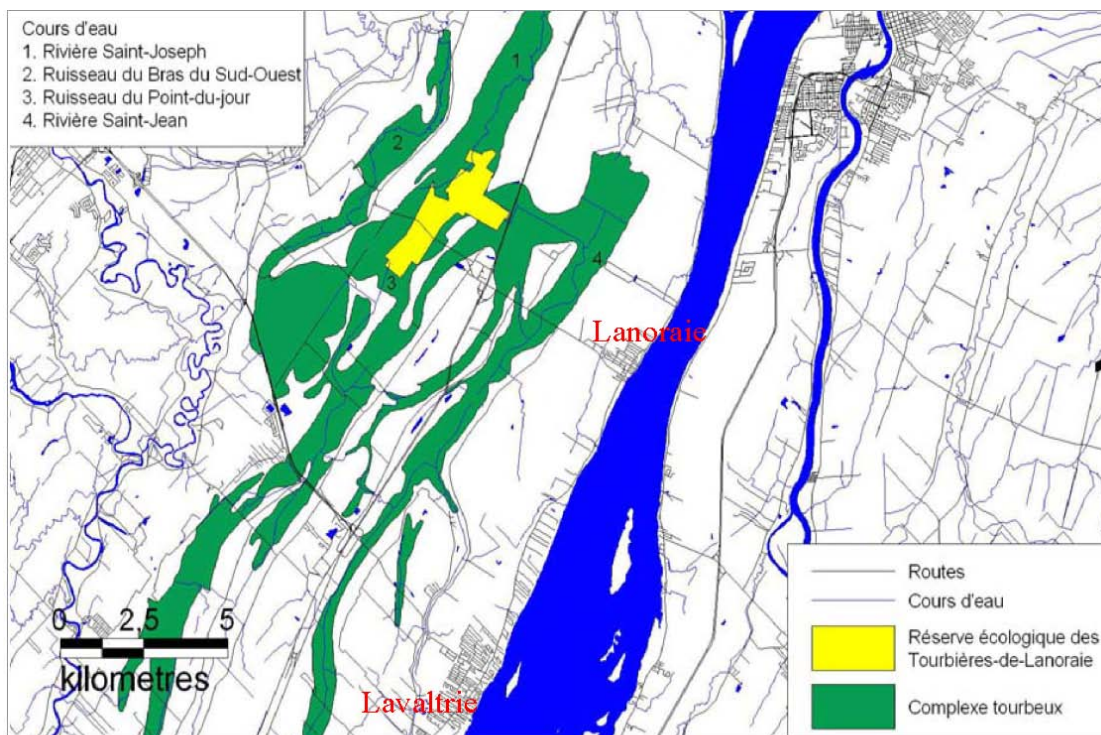
# La réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie

Julie Loisel et Michelle Garneau

*Département de géographie, Université du Québec à Montréal*

La région de Lanoraie abrite un complexe tourbeux d'une superficie approximative de 67km<sup>2</sup>, ce qui lui confère le titre du plus grand milieu naturel encore non exploité situé en périphérie de la région métropolitaine de Montréal. Situé à mi-chemin entre Montréal et Trois-Rivières sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent (figure 41), cet important complexe tourbeux est composé de secteurs ombrotrophes et minérotrophes ainsi que de zones marécageuses. De plus, sa flore compte la presque totalité des espèces caractéristiques des tourbières du Québec. C'est d'ailleurs pour toutes ces raisons qu'une réserve écologique, d'une superficie de 415 hectares, y a été aménagée par le Ministère de l'Environnement du Québec en 1994. Ajoutons également que la relative rareté des tourbières non exploitées du sud du Québec procure à ce site une unicité sans univoque. En dépit de tous ces atouts, ce milieu humide a déjà été et continue d'être altéré par bon nombre d'activités humaines dont la coupe forestière, l'agriculture, l'étalement urbain, l'extraction de la tourbe ainsi que le pompage de l'eau.

**Figure 41** Localisation de la région de Lanoraie



L'accumulation du matériel organique dans la région de Lanoraie aurait débuté vers 6920 BP (Comtois, 1979) et certains sites présentent une épaisseur de tourbe supérieure à 800cm.

# L'histoire holocène de la végétation des Tourbières-de-Lanoraie

Julie Loisel<sup>1</sup>, Michelle Garneau<sup>1</sup> et Stéphanie Pellerin<sup>2</sup>

Département de géographie, Université du Québec à Montréal ; <sup>2</sup> Institut de recherche en biologie végétale, Université de Montréal

## Introduction

La présente étude s'inscrit dans un projet multidisciplinaire ayant débuté en 2004 dans la région de Lanoraie. Sous la supervision des professeurs Michelle Garneau, Marie Larocque et Stéphanie Pellerin, ce projet de recherche vise une connaissance intégrée de la structure ainsi que du fonctionnement du complexe tourbeux de la région de Lanoraie par l'analyse des liens unissant la paléogéographie, l'hydrologie ainsi que l'écologie. Les résultats de la présente étude s'inscrivent dans les volets paléogéographique et écologique de la recherche et portent sur la reconstitution de la succession végétale d'un secteur de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie depuis le dernier retrait glaciaire et l'inondation du territoire par la Mer de Champlain. Les objectifs du projet consistent à reconstituer la paléoécologie de la succession végétale dans la tourbière et au pourtour de celle-ci ainsi qu'à identifier les divers biotopes constituant le paysage végétal actuel.

Le secteur à l'étude est localisé dans la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie (figure 42). L'épaisseur des dépôts organiques atteint jusqu'à 800cm à certains endroits. Puisqu'il est drainé par la rivière Saint-Joseph, le secteur à l'étude a été nommé «tourbière Saint-Joseph» par Comtois (1979).

Figure 42 Secteur à l'étude



Le développement de ce complexe tourbeux s'est effectué à partir du comblement des chenaux peu profonds du paléo Saint-Laurent. L'entourbement s'est d'abord fait par l'envahissement de ces plans d'eau par diverses espèces aquatiques et palustres. La végétation riveraine, incluant arbustes et mousses, a progressivement colonisé les abords du plan d'eau pour ensuite envahir ce dernier alors que la matière organique avait commencé à s'accumuler. Ce n'est que lorsque l'étendue d'eau a totalement été comblée que les arbres et autres espèces arbustives et herbacées s'y sont définitivement installés.

Des modifications du régime hydrique, redevables à une combinaison de facteurs allogènes et autogènes, ont ensuite entraîné, dans le temps et l'espace, plusieurs variations du paysage végétal. Les principaux facteurs allogènes impliqués sont les variations de l'humidité atmosphérique et la température, lesquels influencent l'action de la nappe phréatique. Pour ce qui est des facteurs autogènes, mentionnons l'ombrotrophication de la tourbière à partir de l'acidification du sol par les Sphagnaceae. La végétation aquatique et palustre du début de la succession a donc progressivement laissé place à un environnement forestier riche en minéraux, suivi par un milieu forestier appauvri par les sphaignes, puis par une tourbière ombrotrophe où les espèces acidophiles abondent. Cette évolution écologique a été décrite dans les travaux de Loisel et Garneau (2006), de Comtois (1979) et de Richard (1978).

## Méthodes et techniques

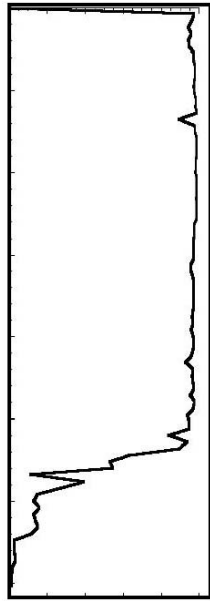
Le transect 1, d'une longueur de 2 400m, traverse la réserve écologique et permet la caractérisation de la surface de la tourbière. Les reconstitutions paléoenvironnementales ont été réalisées à partir d'analyses stratigraphiques d'une carotte de tourbe (JOS\_05) ayant été recueillie le 12 juillet 2005 au site le plus profond de la portion ombrotrophe de la tourbière Saint-Joseph, soit au cœur de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie. Quatre méthodes et types d'analyses ont servi à la reconstitution paléoécologique de la carotte : 1) la stratigraphie et le taux de décomposition de la tourbe (Troëls-Smith), 2) le contenu en carbone de la tourbe (perte au feu), 3) l'analyse pollinique et 4) la datation du dépôt tourbeux (AMS). Le recensement de la végétation actuelle a été réalisé à tous les 50m dans des quadrats de 25m<sup>2</sup>.

## Résultats

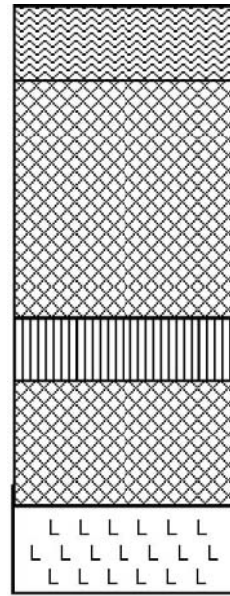
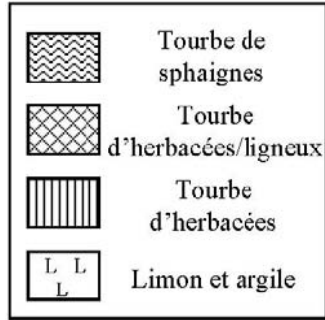
Les travaux de reconstitution paléoécologique ont démontré la succession de quatre environnements au cours de l'Holocène récent, soit un environnement lacustre, un marécage, une forêt ainsi qu'une tourbière ombrotrophe (figures 43 à 45). La datation au radiocarbone de la base organique de la carotte indique que l'entourbement du site a débuté vers  $5\,780 \pm 40$  ans ( $^{14}\text{C}$  conv.) avant l'actuel (6 570 étal.  $^{14}\text{C}$  BP).

Les inventaires floristiques effectués ont permis d'identifier huit groupements végétaux distincts, dont trois appartiennent au régime trophique ombrotrophe et cinq aux secteurs minérotrophes (Pellerin et al., 2004). La figure 46 présente la distribution géographique de ces groupements végétaux les tableaux 47 et 48 décrivent les principaux taxons identifiés.

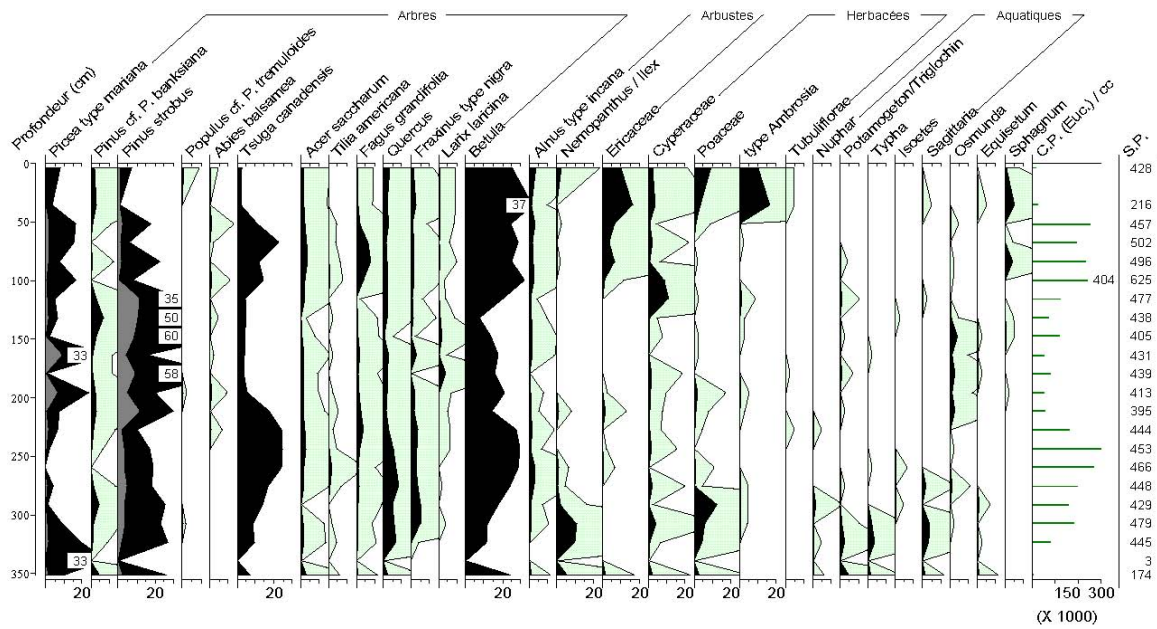
**Figure 43** Pourcentage du contenu en carbone organique de la tourbe



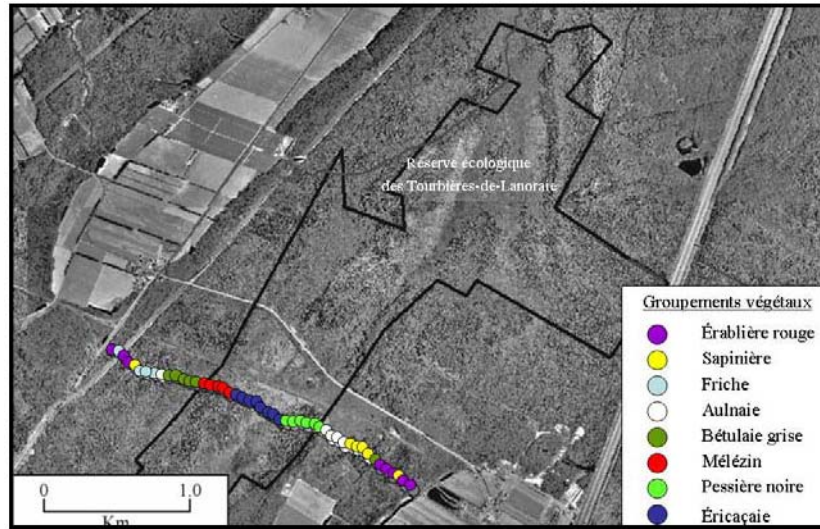
**Figure 44** Reconstitution stratigraphique de la carotte de tourbe



**Figure 45** Diagramme pollinique simplifié, Tourbières-de-Lanoraie



**Figure 46** Distribution des groupements végétaux, transect 1



**Figure 47** Taxons végétaux les plus fréquents, transect 1

Espèces arborescentes	<i>Larix laricina</i> , <i>Picea mariana</i> , <i>Abies balsamea</i> , <i>Thuja occidentalis</i>
Espèces arbustives	Ericaceae ( <i>Rhododendron canadense</i> , <i>Kalmia angustifolia</i> , <i>Vaccinium angustifolium</i> , <i>Chamaedaphne calyculata</i> ), <i>Alnus incana</i> ssp. <i>rugosa</i> , <i>Ilex verticillata</i>
Espèces herbacées	Cyperaceae ( <i>Carex disperma</i> , <i>C. Interior</i> , <i>C. Trisperma</i> )
Espèces muscinales	<i>Sphagnum</i> ( <i>S. centrale</i> , <i>S. girgensohnii</i> , <i>S. magellanicum</i> )

**Figure 48** Diversité floristique des groupements végétaux, transect 1

	Arbres	Arbustes	Herbacées	Bryophytes	Ptéridophytes	Nombre de taxons
Érablière rouge	9	10	29	29	3	80
Sapinière	12	6	15	15	6	54
Friche	7	7	27	12	3	56
Aulnaie	10	10	40	20	4	84
Bétulaie grise	6	13	29	17	4	69
Mélézin	4	12	11	10	3	40
Pessière noire	3	10	6	16	0	35
Éricaie	1	8	5	9	0	23

## Références

Comtois, P., 1979. Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie Québec. Mémoire de maîtrise, Département de géographie, Université de Montréal.

Loisel, J. et M. Garneau, 2006. Paléogéographie et reconstitution de la succession végétale du complexe tourbeux de la région de Lanoraie, Québec. Activité de fin de baccalauréat, Département de géographie, Université du Québec à Montréal.

Pellerin, S. et F. Matthieu, 2004. ? Rapport interne, Département des sciences biologiques, Université de Montréal.

Richard, P.J.H., 1978. Analyses polliniques dans la région de Lanoraie, Québec. Rapport interne pour le compte du Ministère des Affaires culturelles du Québec et pour le Service d'archéologie et d'ethnologie de la Direction générale du Patrimoine.

# Caractérisation hydrogéologique du complexe tourbeux des Tourbières-de-Lanoraie

Éric Rosa et Marie Larocque

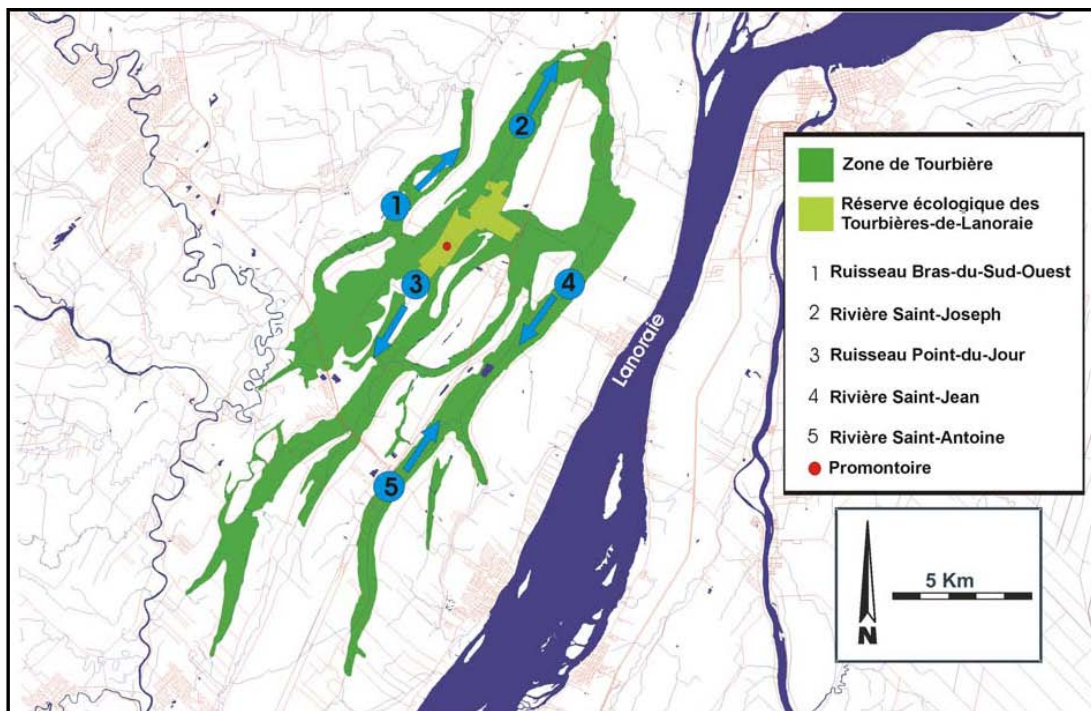
Département des Sciences de la Terre,  
Université du Québec à Montréal

## Introduction

Situé à 40 km au NE de Montréal, le complexe tourbeux de Lanoraie couvre une superficie de 67 km<sup>2</sup> et héberge la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie (4,15 km<sup>2</sup>). Principalement formé de tourbières minérotrophes, le complexe tourbeux s'est développé parallèlement au fleuve Saint-Laurent, dans ses anciens chenaux. Le site se situe dans une zone soumise à une agriculture intense et à un développement urbain grandissant.

Figure 49 : Plan de localisation

Figure 50 Limites du complexe tourbeux tracées par Geneviève Tardy, UQTR.



## Contexte géomorphologique

Il y a environ 9500 ans, le retrait glaciaire libère définitivement les exutoires de la Mer de

Champlain, permettant son drainage, notamment par le fleuve Saint-Laurent. Les sables du delta de Sorel se mettent en place lors de cette période, alors que le régime hydrique du fleuve était nettement plus important qu'à l'actuel et que les chenaux de ce dernier occupaient une vaste portion des basses terres. Suite au retrait final des glaces, avec des apports d'eaux de fonte de plus en plus restreints et l'émergence du continent libéré du poids du glacier, le fleuve put gagner son lit actuel en abandonnant les chenaux qu'il avait préalablement creusés. C'est au sein de ces chenaux inondés et bordés de sables deltaïques érodés que s'est développé le complexe tourbeux de Lanoraie.

### **Contexte hydrogéologique**

L'aquifère superficiel régional est composé de quatre unités hydrostratigraphiques principales, depuis la surface vers le bas : (1) les dépôts tourbeux, (2) les sables du Delta de Sorel, (3) l'unité de transition (faciès à granulométrie croissante faisant le lien entre les sables du Delta de Sorel et les sédiments fins sous-jacents), (4) les silts argileux de la mer de Champlain.

Les dépôts organiques, pouvant atteindre des épaisseurs maximales de près de huit mètres, reposent directement sur les silts argileux de la mer de Champlain ou sur le faciès de transition et sont connectés à l'aquifère superficiel régional via leur contact latéral avec les sables du delta de Sorel.

L'écoulement souterrain régional est orienté vers le Saint-Laurent selon un axe principal NO-SE alors que des systèmes d'écoulement superficiels se sont développés autour des cours d'eaux environnants (figure 1). Ainsi, le complexe tourbeux peut être subdivisé en cinq bassins versants, drainés par la rivière Saint-Joseph, Le ruisseau Bras-du-Sud-Ouest, la rivière Saint-Jean, la rivière Saint-Antoine et le ruisseau Point-du-Jour.

Outre la zone ombrotrophe située dans la portion sud de la réserve écologique, l'ensemble du complexe tourbeux est alimenté en eau par l'aquifère superficiel régional percolant dans les sables du Delta de Sorel et par les précipitations (environ 1006 mm par année).

### **Arrêt au promontoire**

L'arrêt au promontoire de la réserve écologique des Tourbières-de-Lanoraie se situe au cœur de la zone ombrotrophe du complexe tourbeux, à la limite entre les bassins versants de la rivière Saint-Joseph (au nord) et du ruisseau Point-du-Jour (au sud). Le tableau 1 présente certains paramètres hydrogéologiques ayant été mesurés dans le secteur sud de la réserve écologique.

Figure 50 : Portion sud de la réserve écologique des tourbières de Lanoraie



\*Le point rouge représente la limite du promontoire (le tracé du promontoire est approximatif)

Tableau 1 : Paramètres hydrogéologiques concernant le complexe tourbeux de Lanoraie

Investigation	Résultats obtenus
Profils GPR	Les investigations GPR ont montré que l'épaisseur des dépôts organiques varie entre 0 et 8 m, avec une valeur moyenne de 2 m pour la portion sud de la réserve écologique.
Microtopographie	Les mesures microtopographiques ont permis de calculer un gradient hydraulique de $6,5 \text{ E-4}$ orienté vers le SE pour la portion sud de la réserve écologique. (voir figure 2)
Compression de la tourbe	Les déplacements verticaux des piézomètres des grappes A, B, C, et E ont été mesurés sept fois au cours de l'été 2005, montrant des variations maximales de 8 cm.
Conductivité hydraulique	Les expériences de Darcy menées sur 28 échantillons cubiques récupérés par forage aux grappes de piézomètres A, B, C, et E ont montré que la conductivité hydraulique de la tourbe varie entre $1 \text{ E-3}$ et $1 \text{ E-5}$ cm/s entre 40 et 100 cm de profondeur alors que la conductivité hydraulique du sable du Delta de Sorel (grappe de piézomètres D) a une valeur moyenne de $5 \text{ E-3}$ cm/s.
Porosité totale (tourbe)	Des expériences de densité apparente sèche menées sur 7 cubes de tourbe récupérés par forage (entre 40 et 100 cm de profondeur) à la grappe de piézomètre B ont montré que la porosité totale moyenne de la tourbe est de l'ordre de 0,85 à 0,9.

Porosité effective (tourbe)	Des expériences de traceur au bromure menées sur 14 cubes de tourbe récupérés par forage (entre 40 et 100 cm de profondeur) aux grappes de piézomètres A et E ont montré des valeurs de porosité effective variant entre 0,4 et 0,8.
Niveaux phréatiques	L'enregistrement horaire des charges hydrauliques à l'aide de sondes automatisées au sein des piézomètres des grappes A, B, C, D et E ont montré que la nappe a varié entre 0 et 60 cm sous la surface entre juin et septembre 2005, avec les profondeurs les plus importantes mesurées à la fin du mois d'août.
Évapotranspiration	Les variations diurnes de charges hydrauliques enregistrées par les piézomètres et le calcul par équation de Penman (station météorologique de Notre-Dame-des-Prairies, à 9 km du complexe tourbeux) ont montré que l'évapotranspiration varie entre 0 et 10 mm/jour.

## Références

Karrow, P.F., and Occhietti, S., (1989) Quaternary Geology of the St-Laurence Lowlands, Geological Survey of Canada, no1, pp.319-390.

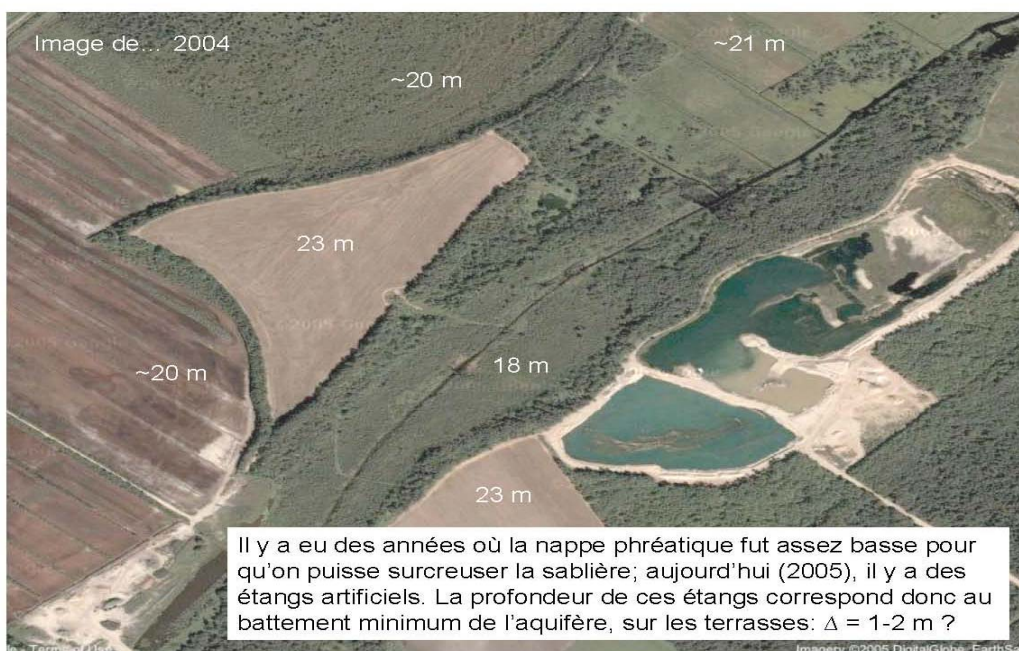
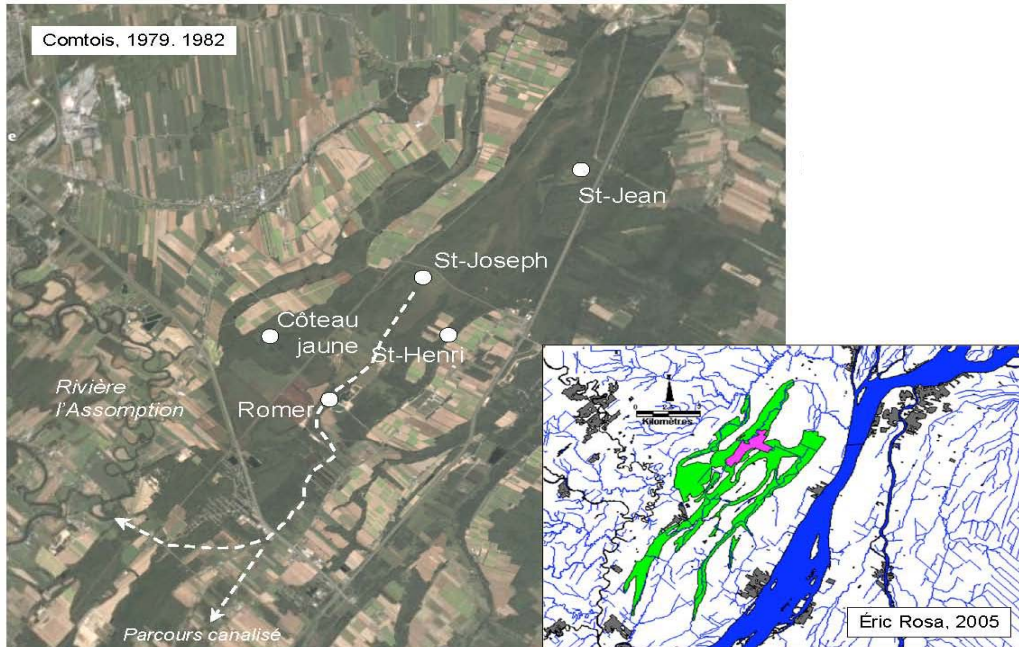
Surridge, B.W.J. and Baird, A.J. and Heathwaite, A.L. (2005) Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat, *Hydrological Processes*, 19: 1227-1244.

Mitsch, W.J. and Gosselink, J.G. (2000) *Wetlands*, 3<sup>rd</sup> ed., John Wiley & Sons Inc, New York, NY, USA,

# Le Lac Romer

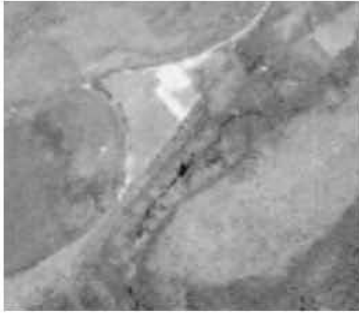
Pierre J,H, Richard<sup>1</sup> et Simon van Bellen<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Laboratoire de paléobiogéographie et de palynologie Jacques-Rousseau, Département de géographie, Université de Montréal et <sup>2</sup>Département de géographie, Université du Québec à Montréal



# Le Bassin Romer au milieu du 20<sup>e</sup> siècle

1950

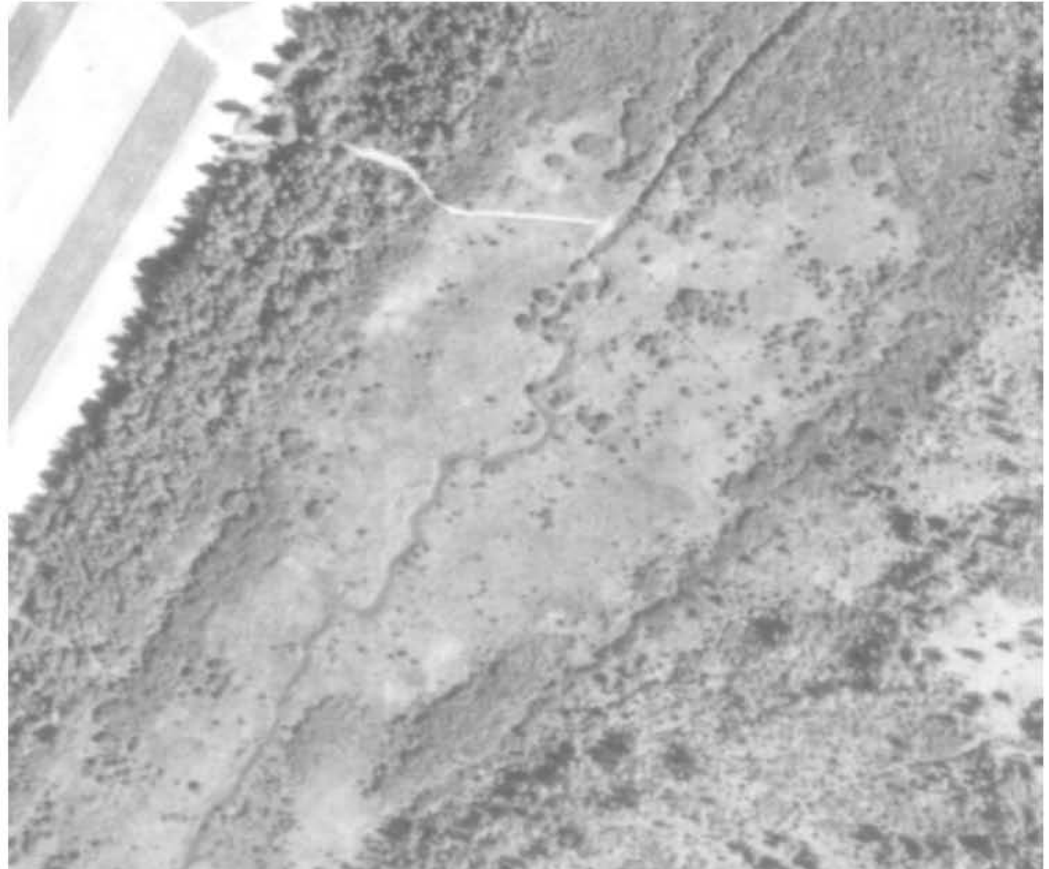


1964



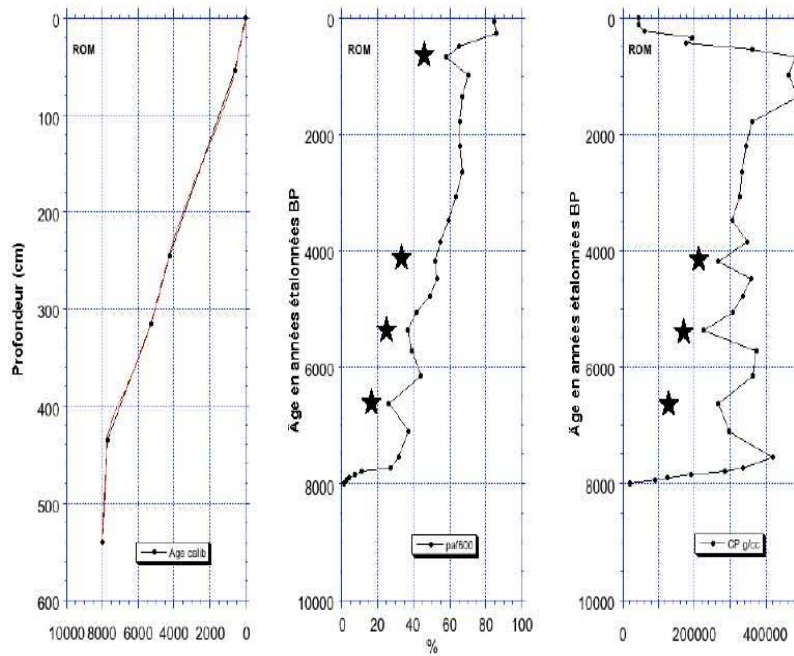
Carte de 1954

1964: une prairie humide peu après le drainage de l'étang  
Notez le cours sinueux du ruisseau, en aval du canal

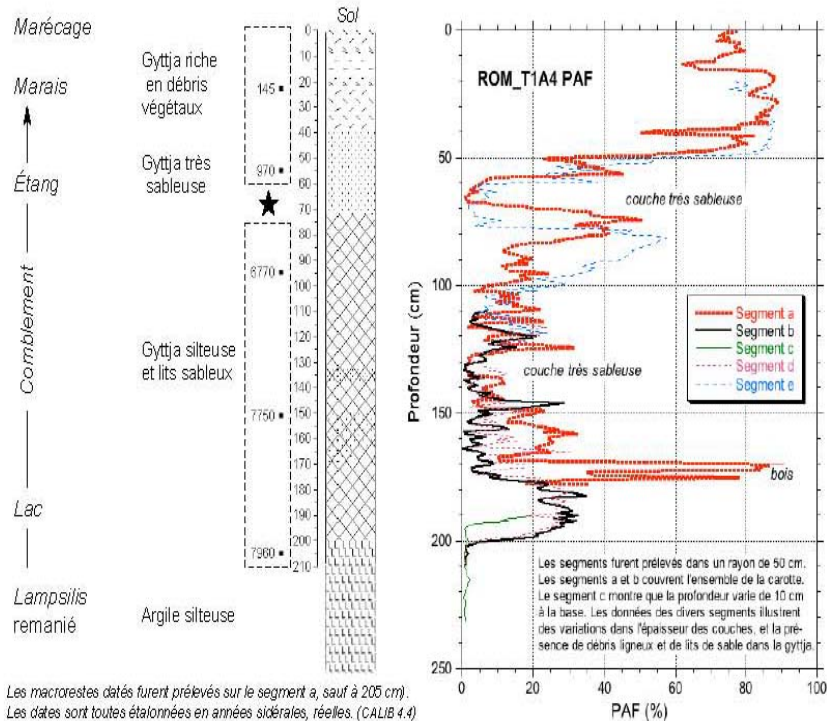


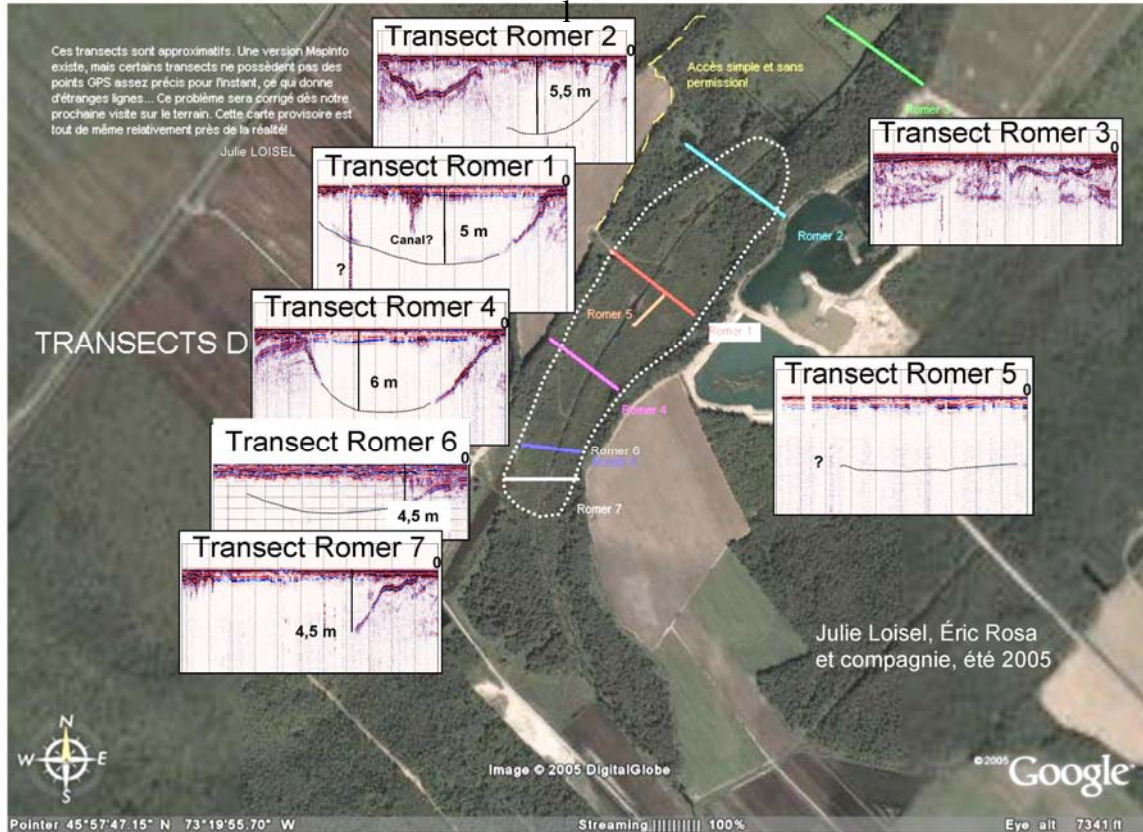
Données du centre du bassin ROMER (Comtois, 1979) : « *la puce à l'oreille* »

★ Des tendances contrariées...

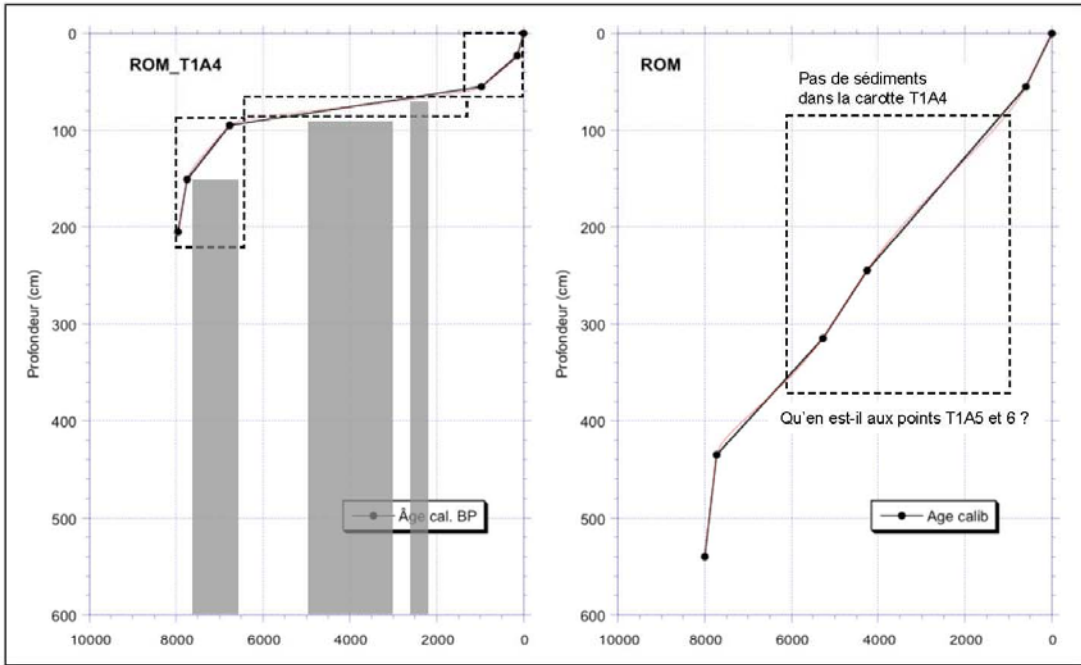


Chronologie, lithologie et perte au feu (600 °C) des dépôts de ROM\_T1A4

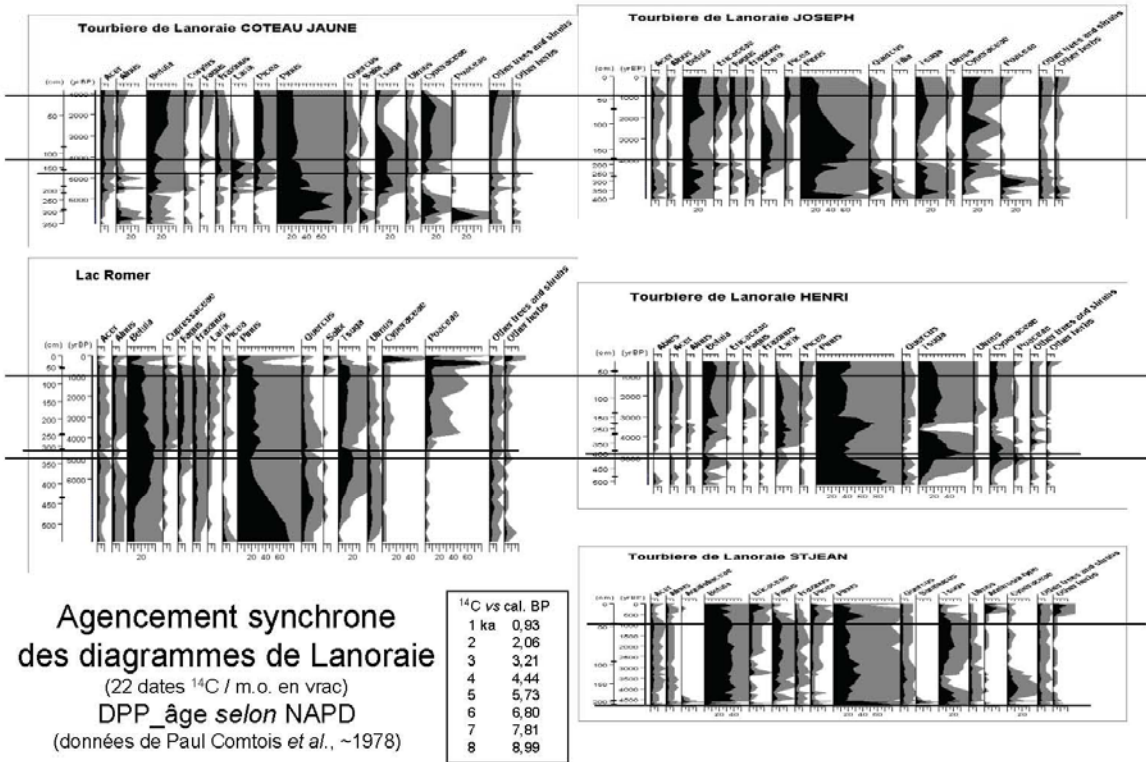




Comparaison des courbes âge/profondeur de ROM\_T1A4 et de ROMER (1978)

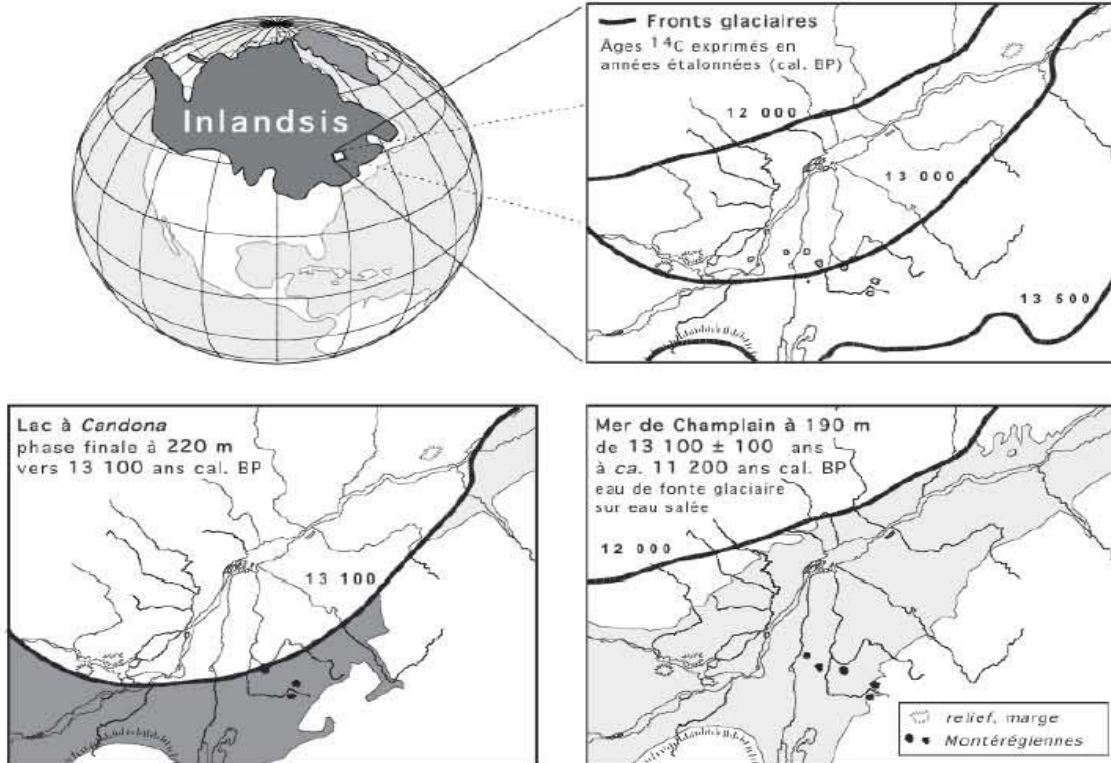


Bas niveaux d'eau au lac Hertel (Muller *et al.*, 2003) : 7,6 à 6,6 puis ~5 à 3,5 et enfin 2,6 à 2,1 cal. BP



Quelle fut la réaction des tourbières entre 6 et 1 ka BP ? Assèchements? Mélezins! Aux armes tourbologiques!

## Chronologie étalonnée et paléogéographie générale en Laurentie



## Chronologie étalonnée et paléogéographie générale en Laurentie

