

Article

« Paléoenvironnements de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 bp : le site de Saint-Nicolas »

Serge Occhietti, Michel ChartierH, Claude Hillaire-Marcel, Mario Cournoyer, Stephen L. Cumbaa et Richard Harington

Géographie physique et Quaternaire, vol. 55, n° 1, 2001, p. 23-46.

Pour citer cet article, utiliser l'adresse suivante :

<http://id.erudit.org/iderudit/005660ar>

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <http://www.erudit.org/apropos/utilisation.html>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : erudit@umontreal.ca

PALÉOENVIRONNEMENTS DE LA MER DE CHAMPLAIN DANS LA RÉGION DE QUÉBEC, ENTRE 11 300 ET 9750 BP : LE SITE DE SAINT-NICOLAS

Serge OCCHIETTI*, Michel CHARTIER, Claude HILLAIRES-MARCEL, Mario COURNOYER, Stephen L. CUMBAA et C. Richard HARRINGTON : premier et troisième auteurs : GÉOTOP, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succursale Centre-ville, Montréal, Québec H3C 3P8 ; deuxième auteur : 147, rue Geoffrion, Varennes, Québec J3X 1C3 ; quatrième auteur : PaléoVision, C.P. 894, Succursale Place d'Armes, Montréal, Québec H2Y 3J4 ; cinquième et sixième auteurs : Musée canadien de la nature (Paléobiologie), C.P. 3443, Succursale D, Ottawa, Ontario K1P 6P4.

RÉSUMÉ À Saint-Nicolas, dans le détroit de Québec, des sables de courants de marée de la transition Pléistocène-Holocène contiennent une faune marine fossile exceptionnelle : 34 types d'invertébrés en plus des microfossiles, 3 de mammifères, 3 d'oiseaux et 5 de poissons, d'âge au ^{14}C compris entre 10 060 et 9810 BP ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$). Ils sont recouverts par des tidalites qui marquent la phase ultime de la Mer de Champlain, jusque vers 9750 BP. L'ensemble des données lithologiques, géochimiques et paléontologiques évoque une sédimentation dans un archipel situé à l'entrée de la Mer de Champlain, soumis à des marées de l'ordre de 5 à 10 m d'amplitude. Les forts courants de marée montante ont favorisé le maintien tardif d'apports d'eaux salées. L'archipel a protégé les unités de l'érosion pendant le reflux des marées ainsi que de l'érosion fluviale ultérieure liée au relèvement glacio-isostatique. La diversité faunique est associée à une forte productivité marine, liée au mélange des eaux douces et salées. La chaîne alimentaire allait de mollusques abondants à marée basse à des poissons, au morse, à des phoques et à des oiseaux qui nidifiaient sur les îlots rocheux. Le maintien de ce système sédimentaire et écologique implique une stabilisation du niveau marin relatif attribuée à la remontée eustatique du début de l'Holocène. La comparaison des âges au ^{14}C de coquilles marines et de bois permet d'évaluer l'effet du carbone inorganique dissous dans la Mer de Champlain. Les âges des coquilles marines ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$) sont vieillies d'au moins 350 ans par rapport aux âges de matériel terrestre ($\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$) en position stratigraphique équivalente.

ABSTRACT *Champlain Sea Paleoenvironments in the Québec City area, 11 300-9750 BP: the Saint-Nicolas site (Québec).* At Saint-Nicolas, in the Québec City Strait, tidal current sands of the Pleistocene-Holocene transition preserve an exceptional marine fossil fauna: 34 types of invertebrates in addition to the microfossils, three species of marine mammals, three species of seabirds and five species of fish, whose ^{14}C age varies between 10 060 and 9810 BP ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$). These sands are overlain by tidalites which correspond to the last phase of the Champlain Sea, until ca. 9750 BP. The lithological, geochemical, and paleontological data gathered in the area suggest that sedimentation took place in an archipelago which was located at the entrance of the Champlain Sea and was subjected to tides that reached levels on the order of 5 to 10 metres. The strong currents of the rising tide favored the late occurrence of salt water influx in the area. The archipelago protected the sedimentary units from erosion during ebb tide as well as from later fluvial erosion resulting from glacio-isostatic rebound. Faunal diversity is associated with high marine productivity which is tied to the mixing of fresh and salt waters. The food web was composed of molluscs which were abundant at low tide, of fishes, walrus, seals, and birds that nested on the small rocky islands. This sedimentary and ecological system implies a stabilization of the relative sea level attributed to the early Holocene eustatic rise. The dissolved inorganic carbon effect in the Champlain Sea is assessed on the basis of a comparison of ^{14}C ages obtained from marine shells and wood. Ages from marine shells ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$) are at least 350 y. older than stratigraphically equivalent wood ages ($\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$).

ZUSAMMENFASSUNG *Paläoumwelten des Meeres von Champlain im Gebiet Québecs zwischen 11 300 und 9750 v.u.Z. : Der Aufschluss von Saint-Nicolas.* Bei Saint-Nicolas, in der Meerenge von Québec, enthält der Sand der Gezeitenströmungen aus dem Übergang vom Pleistozän zum Holozän eine außergewöhnliche fossile marine Fauna : 34 Arten Wirbelloser zusätzlich zu den Mikrofossilien, 3 von Säugetieren, 3 von Vögeln und 5 von Fischen, deren ^{14}C -Alter zwischen 10 060 und 9810 v.u.Z. ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$) liegt. Sie sind von Gezeitesedimente bedeckt, welche die letzte Phase des Meeres von Champlain markieren, bis gegen 9750 v.u.Z. Die Gesamtheit der lithologischen, geochemischen und paläontologischen Daten weist auf eine Sedimentation in einer am Eingang des Meeres von Champlain gelegenen Inselgruppe hin, welche Gezeitenbewegungen von 5 bis 10 m Umfang ausgesetzt war. Die starken Strömungen der Flut begünstigten eine späte Zufuhr von Salzwasser. Die Inselgruppe schützte die Sedimentationseinheiten vor der Erosion während des Rückflusses der Flutwasser, sowie vor der späteren fluvialen Erosion in Verbindung mit der glazialisostatischen Hebung. Der Fauna-Reichtum wird auf eine starke marine Produktivität in Verbindung mit der Mischung der Süßwasser und Salzwasser zurückgeführt. Die Nahrungskette reichte von zahlreichen Weichtieren bei Ebbe, über Fische, Walross, Seehunde bis zu Vögeln, die auf den kleinen felsigen Inseln nisteten. Die Aufrechterhaltung dieses sedimentären und ökologischen Systems bedeutet eine Stabilisierung des relativen Meeresspiegels, aufgrund der eustatischen Hebung am Anfang des Holozäns. Der Altersvergleich mittels ^{14}C von Meeresmuscheln und Holz ermöglicht es, die Wirkung des im Meer von Champlain aufgelösten anorganischen Kohlestoffs zu bestimmen. Die Alter der Meeresmuscheln ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$) sind mindestens 350 Jahre älter im Vergleich zu den Altern des Holzmaterials ($\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$) in entsprechender stratigraphischer Position.

INTRODUCTION

La Mer de Champlain, mer éphémère de la fin du Wisconsinien et du début de l'Holocène, entre environ 12 000 et 9750 BP, s'est étendue dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, les vallées de l'Outaouais et du lac Champlain (fig. 1). C'est une mer épicontinentale d'origine glacio-isostatique. Upham (1895) lui a donné son nom actuel, d'après les sédiments marins fossilifères de la région du lac Champlain. Cette entité géologique a été le sujet de nombreuses études. Par exemple, les sédiments marins ont fait l'objet de plusieurs tentatives de formalisation lithostratigraphique : *Champlain Clay* (Hitchcock, 1861), *Leda Clay* et *Saxicava Sand* (Logan, 1863 ; Dawson, 1893), *Montréal Formation* pour les sables fossilifères (Ami, 1900), *Hochelaga Formation* pour les argiles (Woodworth, 1905 ; Karrow, 1957). Gadd (1971) propose une classification descriptive non formelle utile à la cartographie : argile, sables de la Mer de Champlain et sables des hautes terrasses. Occhietti (1980), d'un point de vue sédimentologique, distingue trois groupes de faciès : de transgression, d'inondation et de régression, sans leur attribuer de noms formels. L'appellation non formelle de dépôts de la Mer de Champlain, incluant tous les faciès proprement marins, semble faire l'unanimité.

Les inventaires paléontologiques ont mis en évidence la variété faunique des fossiles associés à la Mer de Champlain, que ce soit celle des invertébrés (Wagner, 1967, 1968, 1970, 1984a) ou des vertébrés (Harrington, 1977, 1981, 1983, 1988 ; Harrington et Occhietti, 1980, 1988 ; McAllister et al., 1988). La grande diversité des communautés types observées dans le bassin (Hillaire-Marcel, 1977) et leur répartition en fonction de la profondeur, de la salinité et de la température (Hillaire-Marcel, 1979) démontrent l'impossibilité d'associer une chronologie généralisée aux biostratigraphies locales et montrent que la tentative de distinguer deux phases biologiques générales à partir d'espèces littorales ou sub-littorales (Elson, 1969) ne représente pas la réalité. Trois phases micropaléontologiques ont été définies par Cronin (1976, 1977, 1979a, b), à partir de l'étude des ostracodes : phases de transition, marine arctique-subarctique et saumâtre tempérée. Guilbault (1980, 1993) a défini la même séquence générale sur la base des foraminifères.

L'analyse isotopique des faunes fossiles de la Mer de Champlain jointe à l'étude des faciès, des communautés types et du réajustement glacio-isostatique a permis de reconstituer avec une plus grande rigueur les caractéristiques hydrologiques de ce bassin (Hillaire-Marcel, 1977, 1979, 1981, 1988) : la Mer de Champlain était un vaste estuaire non homogène du point de vue hydrologique, avec de forts gradients de température et de salinité et une variation saisonnière de l'halocline. La marge nord de la mer est restée pendant un millénaire en contact avec l'inlandsis en retrait, tandis que les eaux de fonte glaciaire en surface se mélangeaient peu aux eaux océaniques plus salées maintenues dans les parties profondes du bassin (Hillaire-Marcel, 1981).

Enfin, plusieurs études régionales ont fait progresser les connaissances sur l'histoire de la Mer de Champlain (Rodrigues et Richard, 1983 ; Gadd, 1988 ; Parent et Occhietti,

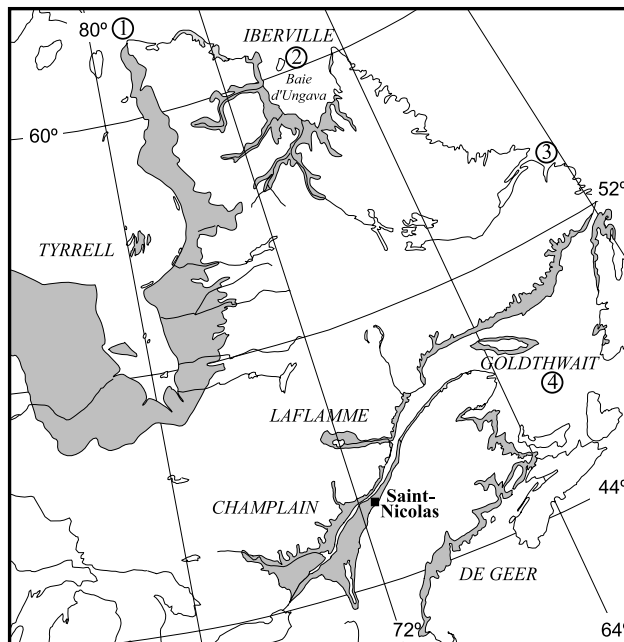


FIGURE 1. Localisation du site de Saint-Nicolas et limites atteintes par les invasions marines postglaciaires au nord-est de l'Amérique du Nord (en grisé) et sites de nidification actuels de la marmette de Brunnich (*Uria lomvia*) sur les îles de Digges (1), Akpatok (2), Gannet (3) et Rocher aux Oiseaux (4).

*Location of the Saint-Nicolas site and limits of the postglacial seas in northeastern North America (shaded areas) and present day nidification sites of *Uria lomvia* on the islands of Digges (1), Akpatok (2), Gannet (3) and Rocher aux Oiseaux (4).*

1988 ; Rodrigues, 1992). Toutefois, les contextes du début et de la fin de l'invasion marine sont encore peu connus ou controversés, plus particulièrement dans la région de Québec, à l'entrée du bassin de la Mer de Champlain (fig. 2). Dans cette région, l'existence de gisements fossilifères pléistocènes, notamment près de Saint-Nicolas, est connue depuis fort longtemps. En effet, dès 1857, Dawson notait la présence de sept espèces de coquillages (crustacés cirripèdes, mollusques bivalves et gastropodes) dans les argiles marines exposées aux abords de la rivière Auneuse près de son embouchure avec le Saint-Laurent (fig. 3). L'extraordinaire richesse autant numérique que taxonomique en restes de macro-invertébrés a été démontrée plus récemment par Wagner (1967, 1970), Dionne (1971) et Hillaire-Marcel (1980) dans les sablières de Saint-Nicolas (tabl. I).

À la suite de travaux commencés en 1979, les objectifs de cet article sont : 1) de présenter l'étude détaillée (faciès, faunes, géochimie isotopique et chronologie) du gisement fossilifère exceptionnel de Saint-Nicolas, au sud-ouest de Québec, 2) de comparer les données de ce site à celles de plusieurs autres sites localisés dans la marge orientale de la Mer de Champlain et de reconstituer les paléoenvironnements associés, 3) de reconstituer une séquence régionale des phases de l'invasion marine, en particulier à l'aube de l'Holocène, en relation avec le contexte de réchauffement global du début de l'Holocène.

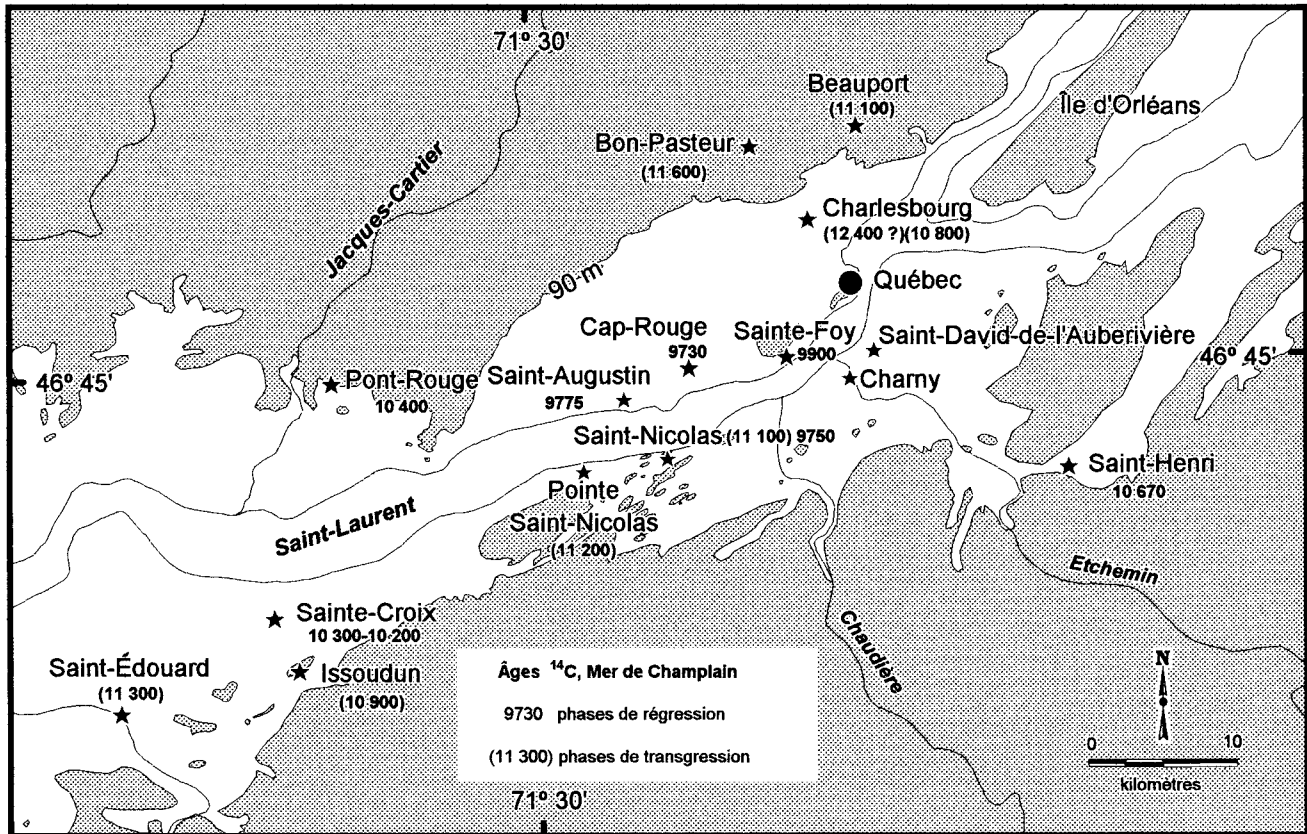


FIGURE 2. Aperçu de l'archipel à l'entrée de la Mer de Champlain, vers 10 500 BP (courbe de niveau actuelle de 90 m). Les marées de forte amplitude ont favorisé l'apport tardif d'eaux salées dans le bassin de la vallée du Saint-Laurent. (Voir tabl. III pour les références des âges au ^{14}C).

Outline of the archipelago at the entrance of the Champlain Sea, about 10 500 BP (present day contour line of 90 m). Strong tide currents favored a late influx of salt water in the St. Lawrence Valley basin. (References for ^{14}C ages in Table III).

LOCALISATION ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

Le bassin de la Mer de Champlain s'ouvrait aux eaux océaniques de la Mer de Goldthwait par le détroit de Québec (fig. 2) dont la largeur a pu atteindre jusqu'à 40 km après la déglaciation. En raison du relèvement glacio-isostatique, le détroit a rétréci jusqu'à la largeur actuelle, de l'ordre de 1 km, du défilé du Saint-Laurent entre Québec et Lévis. À l'exception d'une étroite bande de roches peu déformées de la Plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent et du rebord érodé des Laurentides précambriennes au nord, le détroit est entaillé dans les Appalaches. Le relief appalachien atténué est constitué de barres allongées de roches dures de 100 à 1 000 m de large, séparées par des sillons plus évassés (fig. 2 et 3). Ce relief structural est en partie comblé par les dépôts de la Mer de Champlain. Il est particulièrement visible en suivant la route 171 de Saint-Nicolas vers l'autoroute 20 (fig. 3). Composé des barres allongées de méta-quartzite et autres roches résistantes, séparées par des plaines argileuses et sableuses, le paysage actuel représente celui de la Mer de Champlain à marée basse, dans sa phase ultime (fig. 3).

La géologie des dépôts quaternaires et leur épaisseur ont été décrites par LaSalle *et al.* (1977) et LaSalle (1978). Les surfaces planes ou en terrasses, d'argile, de silt et de sables marins ainsi que de sables et graviers fluviaux représentent la quasi-totalité des affleurements quaternaires. Les sites étudiés de Saint-Nicolas, la pointe Saint-Nicolas, Saint-Augustin et Pont-Rouge sont localisés au sud et dans l'axe central du détroit du Saint-Laurent, en amont de Québec (fig. 2).

MÉTHODOLOGIE

L'étude du site de Saint-Nicolas comprend l'analyse des faciès, le suivi des fronts d'exploitation pour déterminer la géométrie des unités par des levés d'épaisseur au théodolite et au niveau électronique. Les échantillons ont servi aux analyses de palynologie (P.J.H. Richard, rapport écrit), de géochimie isotopique (Hillaire-Marcel) et aux datations par le ^{14}C . La collecte des fossiles a été faite pendant l'été 1979 (Occhietti) et reprise plusieurs fois par an depuis 1995, en insistant sur les restes de vertébrés (Chartier, Cournoyer, Daoust, Occhietti). Les invertébrés (tabl. I) sont identifiés (Cournoyer, Occhietti) sur la base de collections et d'ouvrages de référence tels que Richards

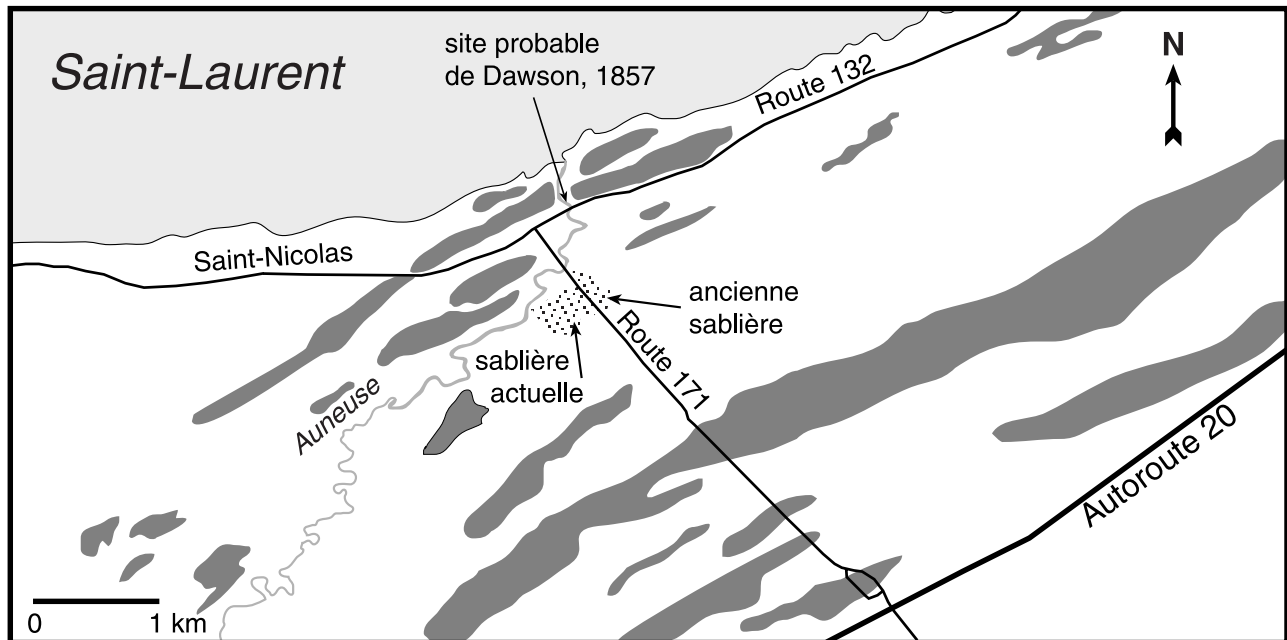


FIGURE 3. L'emplacement du site de Saint-Nicolas entouré de barres rocheuses appalachiennes (en gris) a favorisé la chenalisation des courants de marée, le démantèlement d'anciens rivages sur les barres rocheuses et la nidification de la marmette de Brünnich (*Uria lomvia*). Pendant la phase marine ultime, les boues de haute marée se sont accumulées dans les baies protégées.

The location of the Saint-Nicolas site, surrounded by Appalachian rocky ridges (in gray), favored a channelization of tidal currents, the dismantlement of previous shores on the rocky ridges, as well as nesting of the Thick-billed Murre (*Uria lomvia*). During the last marine phase, muds accumulated in protected bays at high tide.

(1962), Bousfield (1964), Wagner (1970, 1984a, b), Macpherson (1971) et Abbott (1974). Les vertébrés sont identifiés (tabl. II) par comparaison avec les collections du Musée canadien de la nature à Ottawa (mammifères, Harrington ; poissons, Cumbaa ; oiseaux, Chartier). Les restes de vertébrés ont été confiés au Musée de paléontologie et de l'évolution, à Montréal, ainsi qu'au Musée de la nature à Ottawa. Certains spécimens appartiennent à des collectionneurs privés. La signification écologique passée de ces restes est reconstituée par analogie avec leur écologie actuelle (Chartier).

Le site de Saint-Nicolas est comparé à d'autres sites de la marge orientale de la Mer de Champlain. À l'exception du site de la pointe Saint-Nicolas, étudié en détail en 1979 (Occhietti) et repris en 1997-1999 (Cummings, 1999), et du site d'Issoudun étudié de 1995 à 1999, les autres sites aux unités moins variées ont fait l'objet de relevés plus succincts depuis 1975 (Occhietti). Les âges au ^{14}C disponibles sont calculés avec $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ pour respecter une tradition de la Commission géologique du Canada (tabl. III et IV).

LE SITE DE SAINT-NICOLAS

À 8,5 km en amont du vieux pont de Québec, le site des sablières de Saint-Nicolas est exceptionnellement riche. Les données présentées dans cet article ont été recueillies dans la sablière située à l'ouest de la route et dont le centre a une latitude de $46^{\circ} 42' \text{ N}$ et une longitude de $71^{\circ} 23' \text{ W}$. Dès 1857, Dawson a décrit un gisement fossilifère naturel qui devait être situé à un peu moins de 1 km au nord de la sablière (fig. 3). Wagner (tabl. hors texte, 1970) a dressé un

premier inventaire des espèces trouvées dans les sablières (tabl. I), repris dans Gadd *et al.* (1972) et par LaSalle *et al.* (1977). Hillaire-Marcel (1979, 1980) a décrit le site en insistant sur la variété des espèces (27) (tabl. I). Il propose l'interprétation des faciès suivante : 1) faciès profond avec dépôts de vêlage glaciaire, 2) dépôts littoraux apparentés à des faluns (avec chenaux à stratifications entrecroisées) dans un bassin marginal protégé par un réseau d'îles et 3) rythmites d'exondation. Cayer (1999), dans une étude sédimentologique détaillée, apporte des précisions sur ces faciès.

SÉDIMENTOLOGIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

Sur 20 m d'épaisseur au maximum, une succession de trois unités est représentée sur l'ensemble de la carrière (fig. 4).

Unité 1

À la base, du lit de la rivière Auneuse jusqu'à un pavage de galets, l'unité 1 est composée principalement d'argile grise massive, contenant des enclaves de diamicton à cailloux glaciaires. L'unité est carbonatée (9,2 % de carbonates à la base, entre 2,4 et 6 % dans le reste de l'unité). L'épaisseur minimale est de 7 m. Les 3 à 4 m supérieurs sont localement lités. Dans ce cas, on observe des lits irréguliers de sable parfois graveleux, de 2 à 10 cm d'épaisseur, intercalés entre des silts sablonneux. Des coquilles de *Portlandia arctica* dont les valves sont isolées ou parfois accolées, *Balanus hameri*, *Nuculana tenuisulcata* et de Naticidae ont été trouvées. Des coquilles de *Balanus hameri* ont donné un âge de $11\,100 \pm 150 \text{ BP}$ (GSC-1712, Lowdon et

TABLEAU I
Liste des taxons d'invertébrés identifiés dans les trois unités de la sablière actuelle de Saint-Nicolas

| Espèces identifiées : ce texte | Wagner, 1970 | Dionne, 1971 | Hillaire-Marcel, 1980 |
|--------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| Unité 3 : silt stratifiés | | | |
| Bivalvia | | | |
| <i>Hiatella arctica</i> (Linné, 1767) | | | |
| <i>Macoma balthica</i> (Linné, 1758) | | | |
| Unité 2 : sables stratifiés | | | |
| Bryozoa indéterminés | | | |
| Brachiopoda | | | |
| <i>Hemithiris psittacea</i> (Gmelin, 1790) | ✓ | ✓ | ✓ |
| Gastropoda | | | |
| <i>Lepeta caeca</i> (Müller, 1776) | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Epitonium</i> cf. <i>E. greenlandicum</i> (Perry, 1811) | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Acirsa borealis</i> (Lyell, 1842) = <i>A. costulata</i> (Mighels et Adams) | * <i>Tachyrhynchus erosum</i> (Couthouy, 1838) | ✓ <i>Acirsa costulata</i> | * <i>T. erosum</i> |
| <i>Natica clausa</i> Broderip et Sowerby, 1829 | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Neptunea despecta</i> (Linné, 1758) | <i>N. despecta tornata</i> (Gould, 1839) | <i>N. despecta tornata</i> | <i>N. despecta tornata</i> |
| <i>Buccinum plectrum</i> Stimpson, 1865 | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Buccinum tenue</i> Gray, 1839 = <i>B. scalariforme</i> Möller, 1842 | ✓ | | ✓ |
| *** <i>Buccinum undatum</i> Linné, 1758 | | | |
| *** <i>Buccinum glaciale</i> Linné, 1761 = <i>B. hancocki</i> Mörch, 1857 | | | |
| <i>Velutina</i> cf. <i>V. velutina</i> (Müller, 1776) | | | ** <i>V. undata</i> |
| <i>Trichotropis borealis</i> Broderip et Sowerby, 1829 | | | ✓ |
| *** <i>Cyllichna alba</i> (Brown, 1827) | | | |
| *** <i>Volutopsius norvegicus</i> (Gmelin, 1791) | | | |
| *** <i>Littorina saxatilis</i> (Olivi, 1792) | | | |
| <i>Mysella planulata</i> (Stimpson, 1851) | | | ✓ |
| *** <i>Puncturella noachina</i> (Linné, 1771) | | | |
| *** <i>Margarites</i> cf. <i>M. costalis</i> (Gould, 1841) variété subarctique | | ** <i>Lunatia pallida</i> (Broderip et Sowerby) ** <i>Boreotrophon scalariformis</i> (Gould) | ** <i>Lunatia pallida</i> |
| Bivalvia | | | |
| <i>Mytilus edulis</i> Linné, 1758 | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Chlamys islandica</i> (Müller, 1776) | ✓ | | ✓ |
| <i>Astarte montagui</i> var. <i>striata</i> (Leach, 1819) | | ✓ | ✓ |
| <i>Serripes groenlandicus</i> (Bruguière, 1789) | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Macoma balthica</i> (Linné, 1758) | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Macoma calcarea</i> (Gmelin, 1791) | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Mya arenaria</i> Linné, 1758 | | ✓ | ✓ |
| <i>Mya truncata</i> Linné, 1758 | ✓ | ✓ | ✓ |
| | <i>Mya</i> sp. | <i>M. truncata uddevalensis</i> (Forbes) | <i>M. truncata typica</i> |
| <i>Hiatella arctica</i> (Linné, 1767) | ✓ | ✓ | ✓ |
| *** cf. <i>Axinopsida orbiculata</i> (Sars, 1878) | | | |
| *** <i>Crenella faba</i> (Müller, 1776) | | | |
| Cirripedia | | | |
| <i>Balanus crenatus</i> Bruguière, 1789 | ✓ | ✓ | ✓ |
| <i>Balanus hameri</i> (Ascanius, 1767) | ✓ | | ✓ |
| | ** <i>Balanus balanus</i> (Linné, 1758) | ** <i>Balanus balanus</i> | ** <i>Balanus balanus</i> |
| Echinoidea indéterminé | | | ** <i>Strongylocentrotus drobachiensis</i> (?) |
| Unité 1 : sables sur silt argileux avec enclaves diamictiques | | | |
| Gastropoda | | | |
| <i>Natica</i> sp. | | | |
| Bivalvia | | | |
| *** <i>Portlandia arctica</i> (Gray, 1824) | | | |
| *** <i>Nuculana tenuisulcata</i> (Couthouy, 1838) | | | |
| Cirripedia | | | |
| <i>Balanus hameri</i> (Ascanius, 1767) | | | |

* identification réinterprétée

** espèce non retrouvée

*** nouvelle espèce

N.B. Sauf exception, les auteurs n'ont pas tenté de différencier les variétés intraspécifiques

TABLEAU II

Inventaire des restes de vertébrés connus au site de Saint-Nicolas. À l'exception de *Phoca sp.* et de *Delphinapterus leucas* déjà identifiés (Harrington et Occhietti, 1988), tous les autres vertébrés sont de nouvelles identifications

| Taxon | Éléments du squelette | Remarques additionnelles |
|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Acipenser sp.</i> (esturgeon) | Bouclier osseux | Transporté |
| <i>Cryptacanthodes maculatus</i> (terrassier tacheté) | Boîte crânienne, frontal, cérateohyal | Transporté |
| <i>Lycodes sp.</i> (lycode) | Frontal, parasphénoïde, vomer, articulaire, cérateohyal, cléithrum, vertèbres | Transporté |
| <i>Mallotus villosus</i> (capelan) | Squelettes complets ou partiels en état d'articulation | Non remanié |
| Salmonidae indét. | Vertèbre | Transporté |
| <i>Clangula hyemalis</i> (canard kakawi) | Sternum ¹ , humérus, ulna, carpométacarpus, partie du synsacrum, partie du fémur | Transporté |
| <i>Uria lomvia</i> (marmette de Brünnich) | Partie du sternum, coracoïde, humérus, ulna | Transporté |
| Aves indét. | Côte, partie du fémur | Transporté. Ces restes appartiennent à une ou des espèces de plus grande taille que les deux formes précédentes |
| <i>Phoca sp.</i> | Vertèbres, 1ère côte, partie de la scapula, humérus, ulna, tibia, métatarsiens, phalanges | Transporté. Ces restes appartiennent à une petite espèce de phoque |
| <i>Odobenus rosmarus</i> (morse) | Crâne ² , coxal | Transporté |
| <i>Delphinapterus leucas</i> (béluga) | Partie du crâne, dentaire, fragments de vertèbres | Transporté |

¹Collection privée de M. Bob Boisvert, Ottawa

²Collection privée de M. Rodrigue Ricard, Saint-Nicolas

Blake, 1979) et un âge minimal (voir tabl. IV et Analyse des âges au ¹⁴C plus loin) de 10 890 ± 125 BP (UQ-39). Latéralement et à une altitude plus élevée de quelques mètres, dans un chenal creusé récemment pour drainer la sablière, nous avons observé sous le contact d'érosion une lithozone d'argile à stratification peu visible qui est surmontée latéralement, en biseau, par du sable gris, stratifié et contenant quelques rares coquilles de *Portlandia arctica* et *Hiatella arctica*. Ces deux lithozones montrent des déformations de style souple de la stratification.

L'unité dans son ensemble est interprétée comme un faciès déposé au fond de la Mer de Champlain, sous une tranche d'eau de l'ordre de 100 m, au-delà de l'effet de la houle et des marées. Le caractère massif de la zone inférieure de l'unité est probablement lié à un apport détritique rapide, en contexte de faible énergie (Cayer, 1999). Les enclaves diamictiques, clairement limitées dans l'argile, et les nombreux cailloux témoignent du passage et du délestage d'icebergs détachés du front glaciaire. Compte tenu de la dominance d'argile (Cayer, 1999), l'unité 1 ne peut être assimilée à un till. Cette zone inférieure peut être classée dans les faciès glaciomarins distaux (Parent et Occhietti, 1988). La lithozone silto-sableuse, grossièrement stratifiée et tronquée, peut signifier une mise en place sous une marge glaciaire flottante ou influencée par de forts courants de fond. La zone sommitale observée latéralement et presque totalement tronquée montre un début de sédimentation marine au sens strict.

Contact d'érosion et pavage de galets

Une surface irrégulière au sommet de l'unité 1, avec des concavités et un pavage de galets à la base de l'unité 2, témoigne de l'existence d'une lacune d'érosion entre les unités 1 et 2. Cette lacune équivaut à environ 850 années au ¹⁴C de sédimentation et d'érosion, entre l'âge du sommet de l'unité 1, de 11 100 ± 150 (GSC-1712, Lowdon et Blake, 1979), et l'âge de *Macoma calcarea* échantillonné dans la matrice sableuse du pavage de galets, de 10 060 ± 80 BP (Beta-115873). Le pavage repose directement sur le silt ou sur un mince lit de sable de 5 cm d'épaisseur. Il est composé de galets, de petits blocs de lithologie variée (calcaire de Trenton, schistes appalachiens, grès, quartzite, gneiss précambrien) emballés dans un sable gris moyen à grossier. Les coquilles semblent plus fréquemment usées que dans le sable sus-jacent. *Hiatella arctica* et *Mytilus edulis* et latéralement *Macoma calcarea* sont les espèces dominantes. On peut donc conclure que les chenaux de marée à forte énergie, à l'origine de l'unité 2 sus-jacente, ont érodé les dépôts du fond marin.

Unité 2

Les sables moyens à lumachelles de l'unité 2 atteignent 10 m d'épaisseur. Leurs structures sédimentaires, stratifications obliques, entrecroisées et en berceau, indiquent une accumulation dans des chenaux de un à quelques mètres de largeur. Les cailloux sont très rares. La faune est exceptionnellement riche. Nous y avons dénombré 30 espèces ou

TABLEAU III

Liste sélective des âges au ^{14}C de sites de la marge orientale de la Mer de Champlain et de l'extrémité occidentale de la Mer de Goldthwait

| | Âge au ^{14}C calculé $\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$ | Âge au ^{14}C conventionnel $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ | Âge au ^{14}C cal. BP (^{14}C CALIB 4.1) | | Aire de probabilité % | No de laboratoire | $\delta^{13}\text{C}$ PDB | Espèce | Références |
|----------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|--------|-----------------------------|----------------------|------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------|
| | maximal | minimal | | | | | | | |
| Saint-Nicolas | | 9790 ± 60 | 10 860 | 10 343 | 81,5 | Beta-115199 | | <i>Odobenus rosmarus</i> | ce texte |
| | 10 000 ± 150 | | 11 950 | 11 015 | 84,5 | GSC-1451 | 2,4 | <i>Hemithiris psittacea</i> | Gadd <i>et al.</i> , 1972 Lowdon et Blake, 1979 |
| | 9810 ± 70 | 10 220 ± 70 | 11 380 | 10 820 | 86,1 | Beta-143298 | | <i>Hiatella arctica</i> | ce texte |
| | 9950 ± 150 | | 11 927 | 10 827 | 99,8 | GSC-1508 | -0,8 | <i>Mytilus edulis</i> | Gadd <i>et al.</i> , 1972 Lowdon et Blake, 1979 |
| | (9355 ± 115) (rejeté) | | | | | UQ-64 | | <i>Hiatella arctica</i> | Parent et Occhietti, 1988 |
| | 10 060 ± 80 | 10 470 ± 80 | 11 924 | 11 090 | 89,2 | Beta-115873 | | <i>Macoma calcarea</i> | ce texte |
| | | 9470 ± 40 | 11 045 | 10 580 | | Beta-143297 | -24,7 | bois | ce texte |
| | 11 100 ± 150 | | 13 208 | 12 786 | 80,4 | GSC-1712 | 2,20 | <i>Balanus hameri</i> | Lowdon et Blake, 1979 |
| 10 890 ± 125 (âge minimal) | | 13 150 | 12 609 | 93,0 | UQ-39 | 1,06 | <i>Balanus hameri</i> | Parent et Occhietti, 1988 | |
| Colonies précoces de <i>Balanus hameri</i> | | | | | | | | | |
| Pointe Saint-Nicolas | 11 200 ± 170 | | 13 135 | 12 789 | 85,4 | GSC-1476 | | <i>Balanus hameri</i> | Lowdon et Blake, 1979 |
| | 11 340 ± 180 (âge incertain) | | 13 520 | 12 874 | 92,0 | UQ-40 | 0,67 | <i>Balanus hameri</i> | Parent et Occhietti, 1988 |
| | 10 950 ± 60 | 11 370 ± 60 | 13 481 | 12 837 | 94,3 | Beta-125967 | 0,2 | <i>Balanus hameri</i> | Cummings, 1999 |
| Beauport | 11 100 ± 160 | | 13 219 | 12 785 | 78,8 | GSC-1232 | | <i>Balanus hameri</i> | LaSalle, 1974 LaSalle et Shilts, 1993 |
| La Pointe Ste-Anne-de- Beaupré (Mer de Goldthwait) | | 11 200 ± 160 | 13 479 | 12 859 | 93,6 | GSC-1295 | | <i>Balanus hameri</i> | LaSalle, 1974 LaSalle et Shilts, 1993 |
| Saint-Alban | 10 600 ± 160 | | 12 921 | 11 882 | 94,8 | GSC-2090 | | <i>Balanus hameri</i> | Occhietti, 1980 |
| Issoudun | 10 900 ± 130 | 11 300 ± 130 | 13 153 | 12 602 | 92,0 | GSC-5957 | -1,05 | <i>Balanus hameri</i> | ce texte |
| riv. du Chêne Saint-Édouard | 11 300 ± 100 | 11 700 ± 100 | 13 482 | 12 946 | 95,6 | GSC-5927 | 0,57 | <i>Balanus hameri</i> | ce texte |
| Issoudun | 11 400 ± 90 | 11 800 ± 90 | 13 485 | 13 025 | 95,0 | GSC-4998 | | <i>Balanus hameri</i> | LaSalle et Shilts, 1993 McNeely et Jorgensen, 1993 |
| rivière Ste-Anne | 11 000 ± 120 | 11 400 ± 120 | 13 170 | 12 632 | 98,5 | GSC-4804 | | <i>Balanus hameri</i> | LaSalle et Shilts, 1993 McNeely et Jorgensen, 1993 |
| Autres âges précoces de l'invasion marine | | | | | | | | | |
| Charlesbourg | 12 400 ± 170 | | 15 424 | 14 039 | 96,4 | GSC-1533 | | <i>Portlandia arctica</i> | LaSalle <i>et al.</i> , 1977 |
| Bon-Pasteur | 11 600 ± 160 | | 13 849 | 13 131 | 97,3 | GSC-1235 | | <i>Mya truncata</i> | LaSalle <i>et al.</i> , 1977 |
| Saint-Sylvère | 11 500 ± 110 | 11 900 ± 110 | 13 537 | 13 127 | 82,8 | GSC-5854 | 0,54 | <i>Hiatella arctica</i> | Hétu <i>et al.</i> , 1995 |
| Sainte-Monique-de-Nicolet | 11 530 ± 90 | | 13 552 | 13 145 | 81,1 | TO-703 | | <i>Portlandia arctica</i> | Rodrigues, 1992 |
| rivière La Fourche | 11 300 ± 160 | | 13 489 | 12 879 | 94,2 | GSC-1729 | | <i>Portlandia arctica</i> | Occhietti, 1976 |
| La Gabelle | 11 100 ± 90 | | 13 181 | 12 822 | 90,1 | GSC-2045 | | <i>Portlandia arctica</i> | Occhietti, 1976 |
| Charlesbourg | 10 880 ± 90 | 11 290 ± 90 | 13 136 | 12 625 | 98,1 | Beta-115871 | | <i>Portlandia arctica</i> | ce texte |
| Communautés littorales ou postérieures à la lacune d'érosion | | | | | | | | | |
| Pointe Saint-Nicolas | 10 040 ± 70 | 10 450 ± 80 | 11 750 | 11 090 | 79,8 | Beta-147722 | | <i>Hiatella arctica</i> | ce texte |
| Saint-Augustin | 10 310 ± 60 | 10 710 ± 60 | 12 360 | 11 380 | 97,7 | Beta-147723 | | <i>Macoma calcarea</i> | ce texte |
| Pont-Rouge | 10 390 ± 130* | | 12 620 | 11 632 | 90,9 | QU-447 | | <i>Hiatella arctica</i> | LaSalle <i>et al.</i> , 1977 |
| Pont-Rouge | 10 400 ± 120 | 10 800 ± 120 | 12 668 | 11 635 | 91,8 | GSC-5536 | -2,04 | <i>Hiatella arctica</i> | Gagnon, 1994 |
| Sainte-Foy | 9900 ± 100 | | 11 688 | 10 836 | 99,0 | UQ-1287 | 0,1 | <i>Hiatella arctica</i> | Parent et Occhietti, 1988 |
| Sainte-Croix | 10 200 ± 100 | 10 600 ± 100 | 12 175 | 11 143 | 92,1 | GSC-5987 | -1,00 | <i>Mya arenaria</i> | ce texte |
| Shawinigan | 10 300 ± 100 | | 12 383 | 11 345 | 94,4 | GSC-2101 | | <i>Mya arenaria</i> | Occhietti, 1980 |
| Charette | 10 100 ± 150 | | 12 129 | 11 084 | 87,9 | GSC-1444 | | <i>Hiatella arctica</i> | Gadd <i>et al.</i> , 1972 |
| Charette | 10 200 ± 160 | | 12 356 | 11 104 | 93,5 | GSC-1700 | | <i>Macoma balthica</i> | Occhietti, 1980 |
| Val-Alain | 10 370 ± 60 | 10 790 ± 60 | 12 390 | 11 658 | 84,6 | Beta-115872 | | <i>Hiatella arctica</i> | ce texte |
| ruisseau Bourret | 10 200 ± 100 | 10 600 ± 100 | 12 175 | 11 143 | 92,1 | GSC-4996 | | <i>Mya arenaria</i> | LaSalle et Shilts, 1993 McNeely et Jorgensen, 1993 |
| ruisseau Bourret | 10 100 ± 70 | 10 560 ± 70 | 11 973 | 11 139 | 89,0 | Beta-125968 | 2,9 | <i>Hiatella arctica</i> | Cummings, 1999 |
| Issoudun | 10 300 ± 90 | | 12 376 | 11 365 | 95,5 | GSC-4997 | | <i>Hiatella arctica</i> | LaSalle et Shilts, 1993 |
| Lits intermédiaires dans les successions de faciès de la Mer de Champlain | | | | | | | | | |
| riv. Sainte-Anne Saint-Alban | 10 200 ± 90 | | 12 164 | 11 149 | 93,0 | GSC-2150 | | <i>Macoma balthica</i> | Occhietti, 1980 |
| Sainte-Christine (Portneuf) | 10 300 ± 100 | 10 700 ± 100 | 12 383 | 11 345 | 94,4 | GSC-5529 | 1,69 | <i>Hiatella arctica</i> | Gagnon, 1994 |
| rivière La Fourche | 10 000 ± 150 | | 11 950 | 11 015 | 84,5 | GSC-1739 | | <i>Hiatella arctica</i> | Occhietti, 1980 |
| Saint-Louis-de-France | | 10 910 ± 160 | 12 891 | 11 658 | 99,2 | I-9484 | | <i>Hiatella arctica</i> | Occhietti, 1980 |
| Saint-Henri | 10 670 ± 80 | 11 080 ± 80 | 12 918 | 12 311 | 91,9 | Beta-115870 | | <i>Hiatella arctica</i> | ce texte |
| rivière du Chêne (pont Saint-Édouard) | 10 400 ± 90 | 10 800 ± 90 | 12 648 | 11 652 | 94,4 | GSC-4752 | -2,3 | <i>Portlandia arctica</i> | LaSalle et Shilts, 1993 McNeely et Jorgensen, 1993 |
| rivière du Chêne (Les Trois-Fourches) | 10 500 ± 120 | 10 900 ± 120 | 12 839 | 11 877 | 91,5 | GSC-4769 | -0,5 | <i>Balanus hameri</i> | LaSalle et Shilts, 1993 |
| Mer de Goldthwait | | | | | | | | | |
| Saint-Joachim | 10 100 ± 120 | 10 500 ± 120 | 11 982 | 11 092 | 86,5 | GSC-5851 | | <i>Hiatella arctica</i> | Lanoie, 1995 |
| Donnée de l'Holocène (coquille d'eau douce) | | | | | | | | | |
| Cap-Rouge | | 9730 ± 190 | 11 651 | 10 560 | 99,7 | GSC-1796 | | <i>Elliptio complanatus</i> | LaSalle <i>et al.</i> , 1977 |

¹ Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1998 a et b

TABLEAU IV

Composition isotopique (^{13}C , ^{18}O) de coquilles marines de la marge orientale de la Mer de Champlain (analyses du GÉOTOP, UQAM)

| Dépôt | Contexte | Âge ^{14}C | Sites | <i>Hiatella arctica</i> | | <i>Balanus hameri</i> | | <i>Mytilus edulis</i> | | <i>Macoma balthica</i> | | <i>Mya arenaria</i> | | <i>Macoma calacarea</i> | |
|------------------------------------------------|---------------------------|------------------------------------|----------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|-----------------------|
| | | | | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ |
| | | $\delta^{13}\text{C} = 0 \text{‰}$ | | | | | | | | | | | | | |
| | | | St-Nicolas | | | | | | | | | | | | |
| | | | hauteur m | | | | | | | | | | | | |
| unité 2 | | | 16,6 | 0,31 | -5,25 | | | | | | | | | | |
| idem | | | 15,6 | -0,31 | -5,28 | | | -1,06 | -6,41 | | | | | | |
| idem | | | 14,7 | 0,12 | -3,86 | | | -1,22 | -5,55 | -1,76 | -7,054 | | | | |
| idem | | | 13,6 | 0,39 | -2,82 | 1,44 | 5,89 | 0,59 | -0,36 | | | | | | |
| idem | | | 12,6 | 0,8 | -3,59 | 1,36 | 4,35 | 0,33 | -3,27 | | | | | | |
| idem | | | 11,6 | -1,76 | -6,65 | 0,5 | 2,97 | -0,96 | -4,06 | -0,59 | -2,24 | | | | |
| idem | | | 10 | 0,68 | -2,09 | 0,41 | 4,13 | -1,63 | -4,49 | | | | | | |
| idem | | | 9,2 | 0,94 | -2,13 | 0,42 | 1,28 | | | | | | | | |
| idem | | | 8,1 | 0,52 | 3,89 | 0,87 | -1,87 | | | | | | | | |
| pavage | | | 7 | 0,69 | -2,73 | 0,2 | 2,81 | | | | | | | -0,15 | 2,27 |
| unité 1 | eaux marines profondes | | 5,3 | | | 1,06 | 3,95 | | | | | | | | |
| argile marine | eaux salées | | Petite-Rivière | 1,6 | 1,8 | | | | | | | | | | |
| sables régressifs | eaux salées | 9900 ± 100 UQ-1287 | Ste-Foy | 0,3 | 3,7 | | | 1,1 | 4,4 | 0,9 | 3,8 | 0,7 | 4,1 | -2,2 | -9,9 |
| diamicton de remaniement (coquilles mélangées) | eaux marines profondes | 10 390 ± 130 QU-447 | Pont-Rouge | 2,5 | 2,7 | | | | | | | | | | |
| bocaille de remaniement | eaux saumâtres | | | | | | | -2,3 | -2,8 | | | | | | |
| sables de remaniement | eaux saumâtres de surface | 10 310 ± 60 Beta-147723 | St-Augustin | -2,9 | -8,6 | 1,8 | 0,1 | | | 4 | 3 | | | | |
| silts et sables régressifs | eaux saumâtres de surface | 10 200 ± 100 GSC-1700 | Charette | 0,99 | -2,99 | | | | | -2,52 | -9,36 | -1,92 | -10,27 | | |
| argile marine | eaux de fonte glaciaire | 10 300 ± 100 GSC-2101 | Shawinigan | 0,45 | -5,09 | | | -1,41 | -8,13 | -1,63 | -7,66 | -0,79 | -7,4 | | |
| argile marine caillouteuse | eaux marines profondes | 10 600 ± 160 GSC-2090 | St-Alban | | | 0,58 | 3,19 | | | -2,64 | -2,69 | | | | |
| diamicton glaciomarin | eaux marines profondes | 11 100 ± 90 GSC-2045 | La Gabelle | | | 0,3 | 3,84 | | | | | | | | |
| diamicton glaciomarin | eaux marines profondes | 11 300 ± 160 GSC-1729 | La Fourche | | | 0,6 | 3,5 | | | | | | | | |

genres de coquilles, des bryozoaires (au moins deux espèces) et un échinoïde (tabl. I). L'espèce la plus abondante, *Hiatella arctica*, présente fréquemment des valves accolées. Certaines coquilles, au contraire, sont fracturées ou usées.

La thanatocénose de l'unité 2 reflète un mélange de populations sub-littorales, faiblement et moyennement transportées. À première vue, la répartition verticale des espèces ne semble pas varier de façon significative. Toutefois, le sommet de l'unité montre une évolution caractéristique. Ainsi, vers 1 à 2 m sous le sommet de l'unité 2, l'assemblage très riche décrit au tableau I s'appauvrit en variété et en abondance. Les coquilles sont groupées dans des lentilles fossilifères où ne sont plus représentés que *Hiatella arctica*, *Mytilus edulis*, *Macoma balthica* et *Balanus crenatus*. Ces coquilles sont plus légères et amincies par dissolution. Les valves accolées sont fréquentes. Cette variation faunique est associée à un changement sédimentologique. Le sable devient plus fin et riche en minéraux noirs et en fragments de schiste. La stratification est sub-horizontale. Au sommet, les lentilles de coquilles sont rares et ne contiennent plus que des valves accolées de *Hiatella arctica*, parfois de taille minuscule. L'enfouissement a été trop rapide et les conditions trop précaires pour la croissance des spécimens. L'espèce *Mya arenaria* est peu représentée.

Le pendage des lits de sable de l'unité 2 (fig. 4) indique un transport sédimentaire vers le secteur ouest, entre 220° et 300° d'azimut, avec une inclinaison des lits sédimentés de

2° à 12°. Les chenaux résultent de courants de marée montante (flot) qui affectaient le seuil de la Mer de Champlain. L'amplitude des marées de la fin de la Mer de Champlain devait être comprise entre la valeur minimale de 5 m indiquée par le marnage actuel en aval de Québec, et 10 m, correspondant à l'épaisseur de l'unité 2.

L'unité 2 est l'un des faciès associés aux systèmes sédimentaires de marée décrits en particulier par Reineck et Singh (1975), Elliott (1991), Leeder (1991) et Dalrymple (1992). Les chenaux métriques, reconstitués à partir des structures entrecroisées, faisaient partie d'un réseau de grands chenaux, séparés par les reliefs appalachiens émergés, à l'entrée de la Mer de Champlain. Au cours de cette phase tardive, les chenaux furent soumis au balancement des marées, en concordance avec une thanatocénose peu transportée. L'extrême richesse faunique a résulté de conditions paléocéologiques favorables : oxygénation et mélange d'eaux douces et salées, abondance de plancton et substrat sableux relativement stable et étendu. Les eaux, piégées dans le dédale des reliefs émergés, ont pu également maintenir des températures annuelles plus élevées que dans des conditions de mer plus profonde. Le passage de l'unité 2 à l'unité 3 est continu.

Unité 3

L'unité 3 est composée de silts et sables stratifiés lui donnant, vers le sommet, une apparence de rythmites. Les

Coupe de Saint-Nicolas

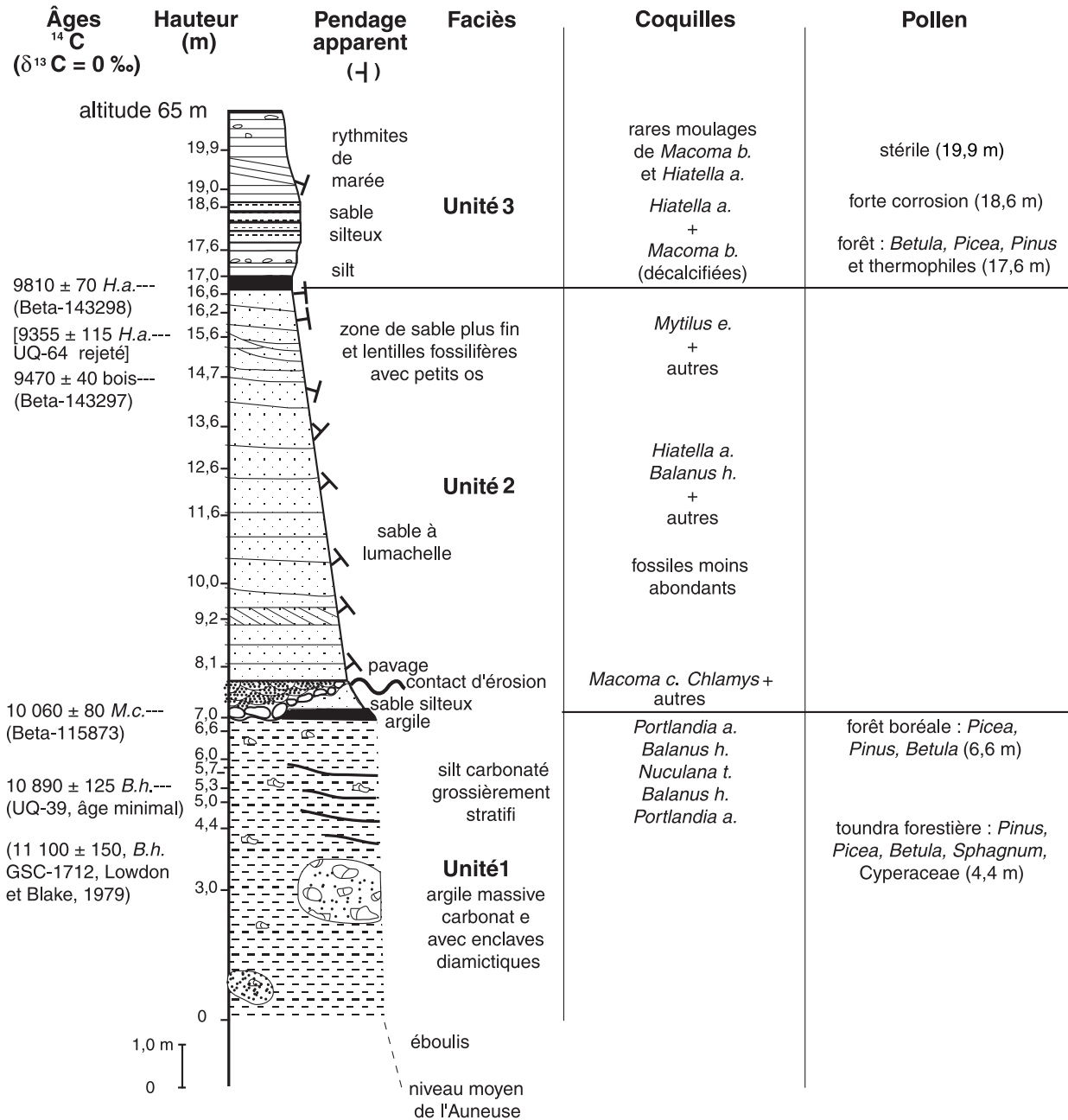


FIGURE 4. Coupe composite de Saint-Nicolas. La partie supérieure de l'unité 1 varie latéralement d'épaisseur. Le contenu pollinique a été analysé par Pierre J. H. Richard (Laboratoire de paléophytogéographie et de palynologie, Université de Montréal).

Composite section at Saint-Nicolas. The upper part of unit 1 varies in thickness laterally. The pollen content was analysed by Pierre J. H. Richard (Laboratoire de paléophytogéographie et de palynologie, Université de Montréal).

lits sont sub-horizontaux et sub-parallèles, avec une inclinaison inférieure à 6°. Des chenaux, de l'ordre de 10 à 30 m de largeur et d'environ 1 m de profondeur, indiquent une sédimentation d'estran, dans des chenaux de marée. L'unité, non carbonatée, atteint 4,5 m d'épaisseur et peut être subdivisée en trois lithozones dont les contacts sont progressifs.

La zone inférieure forme un banc silteux de 0,8 à 1 m d'épaisseur, en surplomb sur les coupes. Elle est composée d'une alternance de lits de sable, sable fin ou silteux, et de lits de silt stratifié. L'épaisseur des lits varie de 3 cm à 25 cm. Quelques moules et moulages de valves accolées verticales de *Macoma balthica* et de *Hiatella arctica* ont été observés dans le silt. Le pendage sédimentaire indique un écoulement vers le NNO et le SO. La zone moyenne est représentée par des sables grossiers, sables moyens et silts stratifiés, de l'ordre de 1 m d'épaisseur. Les lits semblent presque horizontaux. Les lits de sable sont plus épais, 3 à 10 cm, que les lits silteux. Quelques moulages de coquilles décalcifiées (*Hiatella arctica* et *Macoma balthica*) ont été observés. Le faciès de la zone supérieure, de l'ordre de 2,5 m d'épaisseur, est apparenté aux rythmites de marée décrites par Reineck et Singh (1975). Ce sont des tidalites composées de lits de silt finement stratifié, de 1 à 10 cm d'épaisseur, séparés par des lits de sable fin. Les lits sont sub-parallèles et sub-horizontaux, avec un pendage très faible vers le SO. Quelques valves accolées, obliques, de *Hiatella arctica* complètement décalcifiées ont été observées jusqu'à 2 m sous le sommet. Les 50 derniers centimètres, au sommet, sont composés de sable fin. Sur l'une des coupes de l'unité 3, nous avons dénombré 40 lits silteux intercalés dans les sables. La durée de sédimentation de l'unité 3 serait de l'ordre d'au moins 40 ans (l'unité 3 est plus épaisse latéralement), si l'on accepte l'hypothèse d'une rythmicité annuelle liée aux grandes marées.

L'unité 3 est interprétée comme la suite sédimentologique de l'unité 2, dans un contexte de fin d'émersion. Pendant cette phase ultime de la Mer de Champlain, à la suite de la fermeture des chenaux de marée à haute énergie dans l'axe du détroit, des boues estuariennes se sont accumulées dans des baies à fond plat et encaissées par rapport au relief appalachien émergé. La marée était limitée par la faible épaisseur de la tranche d'eau. À marée haute, des boues sablo-silteuses furent entraînées et les baies progressivement comblées. Comme dans l'estuaire moyen actuel, les eaux devaient être peu salées, conformément à la pauvreté de la faune.

CONTENU POLLINIQUE

Malgré de faibles concentrations polliniques, de 1 000 à 2 000 grains/cm³, on peut suivre une évolution du contenu pollinique sédimenté dans la Mer de Champlain (Pierre J. H. Richard, rapport écrit). Cette évolution reflète à la fois le changement de végétation du Québec méridional entre 11 000 et 9500 BP et probablement le rétrécissement progressif de l'aire représentée par le pollen. L'échantillon 4,4 (fig. 4) prélevé à 2,6 m sous le sommet de l'unité 1 contient un pourcentage notable de pollen d'herbacées (26,4 %) et de spores de mousses dont le genre *Sphagnum*. Il indique probablement un mélange entre une flore de toundra instal-

lée sur la rive sud de la Mer de Champlain avant 11 000 BP et des apports arboréens plus lointains. L'échantillon 6,6, au sommet de l'unité 1, montre un milieu plus fermé, le pollen arboréen représente 85 % du total pollinique. L'unité 2 de sable est stérile. L'échantillon 17,6, dans les silts stratifiés supérieurs, montre un spectre beaucoup plus varié, avec des arbres thermophiles, tels le chêne et l'orme. Ce spectre correspond à la forêt tempérée présente vers 9750 BP dans les Appalaches (Richard, 1977). L'échantillon 18,6 (fig. 4), à 2 m sous la surface, présente une très forte corrosion des grains de pollen qui n'ont pu être dénombrés.

FAUNE INVERTÉBRÉE

La faune de la partie supérieure de l'unité 1 (fig. 4) avec *Portlandia arctica* et *Balanus hameri* est relativement pauvre et correspond aux assemblages habituels des faciès profonds et précoces de la Mer de Champlain (Hillaire-Marcel, 1980).

La faune de l'unité 2 (tabl. I, fig. 5) est exceptionnelle pour la Mer de Champlain et n'a été trouvée que sur quelques autres sites localisés plus loin. Cette faune est une thanatocénose composée de deux groupes de coquilles, les coquilles pénécotemporaines des chenaux de marée, provenant des lignes de rivages latérales, et les coquilles provenant du démantèlement de dépôts marins accumulés pendant les phases antérieures de la Mer de Champlain. Dans la première catégorie entrent par exemple les coquilles fragiles de *Mytilus edulis*, les gastropodes à coquille fine, les valves accolées de *Hiatella arctica* et les capitules entiers de *Balanus crenatus*. Le démantèlement affecte surtout d'anciennes colonies de *Balanus hameri*.

La distribution des espèces n'est pas uniforme dans l'unité 2. Sans limite clairement définie, nous avons constaté que la faune est assez diversifiée à la base, avec une communauté à *Macoma calcarea*, *Hiatella arctica*. Elle s'appauvrit ensuite jusque vers le milieu de l'unité, avec une communauté composée de *Hiatella arctica* dominante, *Balanus hameri*, *Macoma balthica*. La faune semble la plus diversifiée dans la partie intermédiaire, jusqu'à une zone de lentilles de sable plus fin, puis s'appauvrit dans la partie supérieure où dominent des coquilles de plus petite taille de *Hiatella arctica* et *Macoma balthica*. Latéralement vers le sud, les coquilles de la moitié supérieure de l'unité 2 sont en majorité réduites à des fragments. Ces débris sont associés à des valves de *Mytilus* entières, ce qui indique que le vaste chenal de marée était bordé latéralement par un rivage. Par leur diversité et abondance, les invertébrés ont fourni une source alimentaire généreuse à plusieurs espèces de vertébrés, notamment sur les vastes estrans découverts à marée basse vers le sud de la sablière.

La faune de l'unité 3 est pauvre. Les moules de valves accolées de *Hiatella arctica* et de *Macoma balthica* sont souvent obliques ou verticaux. Il s'agit d'une biocénose intertidale. La taille des moules est nettement plus petite que celle des coquilles observées dans l'unité 2. L'enfouissement des organismes a été rapide.

Rappelons que Guilbault (1980, 1993) a étudié la microfaune du site de Saint-Nicolas. Dans la partie inférieure de l'unité 1, les argiles à enclaves diamictiques semblent très

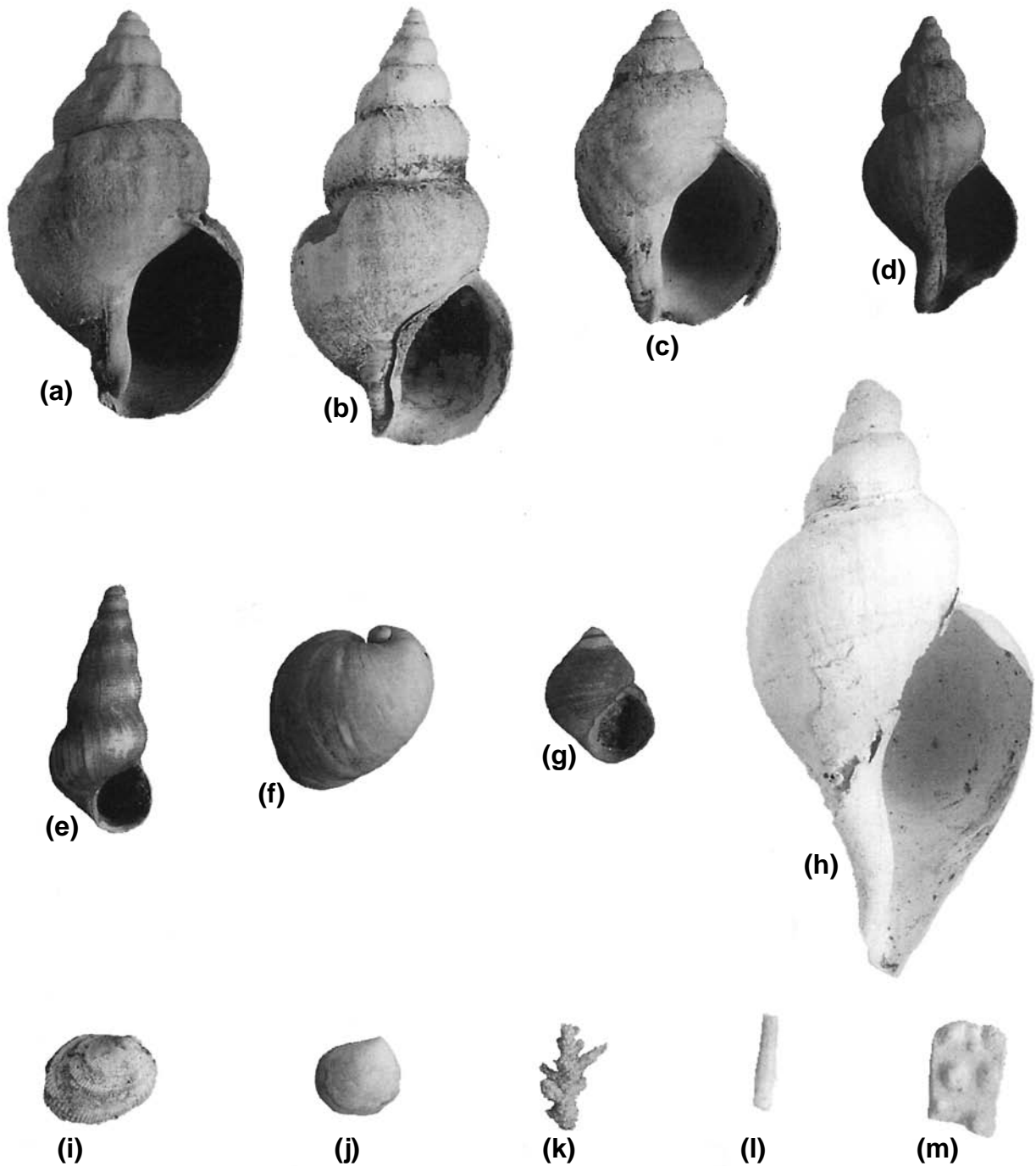


FIGURE 5. Photographies des buccins et espèces nouvellement identifiées de la sablière de Saint-Nicolas. (a) *Buccinum glaciale* Linné, 1761, vue orale, x1.5 ; (b) *Buccinum plectrum* Stimpson, 1865, vue orale, x1.5 ; (c) *Buccinum tenue* Gray, 1839, vue orale, x2 ; (d) *Buccinum undatum* Linné, 1758, vue orale, x1.5 ; (e) cf. *Acirsa borealis* (Lyell, 1842), vue orale, x2 ; (f) *Velutina* cf. *V. velutina* (Müller, 1776), vue aborale, x2 ; (g) *Littorina* cf. *L. saxatilis* (Olivier, 1792), vue orale, x2 ; (h) *Volutopsius norvegicus* (Gmelin, 1791), vue orale, x1.5 ; (i) *Crenella faba* (Müller, 1776), extérieur de la valve droite, x2 ; (j) cf. *Axinopsida orbiculata* (Sars, 1878), extérieur de la valve droite, x2 ; (k) Bryozoa indéterminé, x2 ; (l et m) Échinoïdes indéterminés, épine et plaque, x3.

Photographs of the whelks and species newly identified from the Saint-Nicolas sand pit. (a) *Buccinum glaciale* Linné, 1761, oral view, x1.5; (b) *Buccinum plectrum* Stimpson, 1865, oral view, x1.5; (c) *Buccinum tenue* Gray, 1839, oral view, x2; (d) *Buccinum undatum* Linné, 1758, oral view, x1.5; (e) cf. *Acirsa borealis* (Lyell, 1842), oral view, x2; (f) *Velutina* cf. *V. velutina* (Müller, 1776), aboral view, x2; (g) *Littorina* cf. *L. saxatilis* (Olivier, 1792), oral view, x2; (h) *Volutopsius norvegicus* (Gmelin, 1791), oral view, x1.5; (i) *Crenella faba* (Müller, 1776), external view of right valve, x2; (j) cf. *Axinopsida orbiculata* (Sars, 1878), external view of right valve, x2; (k) indeterminate Bryozoa, x2; (l and m) indeterminate Echinoidea, spine and plate, x3.

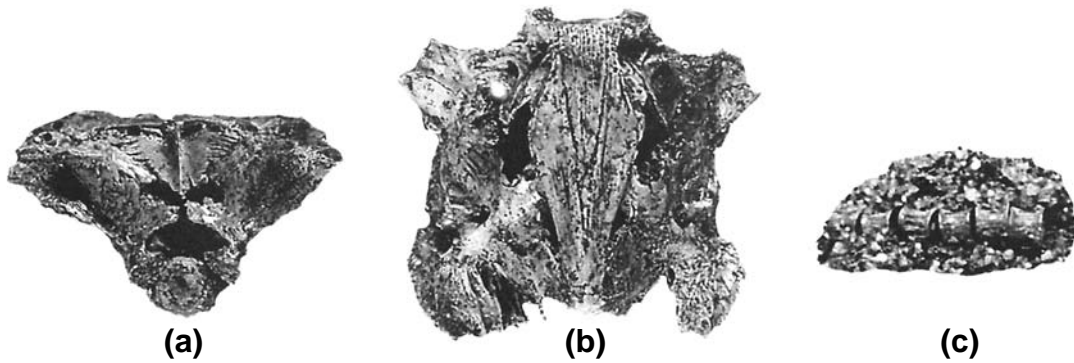


FIGURE 6. Photographies de deux spécimens de poissons provenant de la sablière de Saint-Nicolas. Boîte crânienne d'un terrassier tacheté (*Cryptacanthodes maculatus*), (a) vue postérieure, (b) vue ventrale, (c) vertèbres articulées d'un capelan (*Mallotus villosus*).

Photographs of two fish specimens collected in the Saint-Nicolas sand pit. Braincase of a Wrymouth (*Cryptacanthodes maculatus*), (a) posterior view, (b) ventral view, (c) articulated vertebrae of a Capelin (*Mallotus villosus*).

pauvres en microfaune. Dans le 1,4 m supérieur, il a observé un riche assemblage typique de la zone A de la Mer de Champlain à *Cassidulina reniforme*, avec *Islandiella helenae* et *Elphidium excavatum* de type arctique. En accord avec les conclusions lithostratigraphiques, la sédimentation eut lieu en eaux profondes, sous la tranche d'eau saumâtre estivale, avec une salinité presque normale (30 à 33 ‰), c'est-à-dire élevée pour la Mer de Champlain, et une température basse de -1 °C à +3 °C. Guilbault (1980, 1993) suppose également une érosion du sommet des silts de l'unité 1, avant la « déposition (sic) du lit de gravier ». Enfin, d'après leur taille égale, il conclut que les foraminifères des unités 2 et 3 ont été triés et redéposés.

FAUNE VERTÉBRÉE

Seuls deux spécimens, une vertèbre caudale de béluga (*Delphinapterus leucas*) et un tibia de phoque, avaient jusqu'ici été décrits (Harington, 1977 ; Harington et Occhietti, 1988). L'abondance des restes de vertébrés dans les sédiments marins du site n'a été reconnue qu'au cours des dernières années. Depuis 1995, l'examen sporadique mais minutieux des sables coquilliers de l'unité 2 a mené à la découverte de plus de 150 ossements appartenant à au moins onze espèces distinctes, dont cinq sont nouvellement répertoriées dans les dépôts de la Mer de Champlain. L'assemblage est constitué de poissons benthiques (le terrassier tacheté [fig. 6] et le lycode), d'oiseaux de mer (le canard kakawi et la marmette de Brünnich) et de mammifères marins (phoques, morse et béluga) (tabl. II). Les ostéichthyens comptent pour un peu plus de la moitié des échantillons, tandis que les oiseaux et les mammifères comptent chacun pour environ 20 %. Un faible pourcentage (10 %) du matériel osseux n'a pu être identifié. La proportion de restes aviens, qui est relativement élevée, ne fait qu'ajouter au caractère exceptionnel du gisement de Saint-Nicolas.

Deux modes de préservation ont jusqu'à présent été identifiés pour les vertébrés fossiles du site. La collection est composée en majeure partie d'éléments squelettiques isolés

qui, lorsque trouvés *in situ*, sont associés aux lumachelles de l'unité 2. Plusieurs des ossements sont complets, mais leur surface est souvent usée (surtout les extrémités articulaires des os longs), ce qui indique qu'ils ont été transportés par l'eau sur une certaine distance avant l'enfouissement. Certaines pièces du squelette sont particulièrement bien représentées chez les poissons (frontal, cératehyal) et les oiseaux (coracoïde, humérus, ulna, carpométacarpe). Ces os, qui sont plus robustes ou plus denses, ont probablement mieux résisté aux agents taphonomiques que les autres parties plus délicates du squelette. Le deuxième type de préservation n'a été observé qu'à deux reprises. Il s'agit de dépôts lenticulaires, d'un diamètre maximal de 50 cm et d'une épaisseur variant entre 1 et 5 cm, contenant les restes articulés de nombreux spécimens de capelans (fig. 6). Les carcasses de ces petits poissons ont probablement été transportées par la marée haute vers l'estran où, piégées dans les dépressions du fond sablonneux, elles auraient été ensevelies par décantation sédimentaire. Ces deux lentilles ont été découvertes dans la moitié supérieure de l'unité 2.

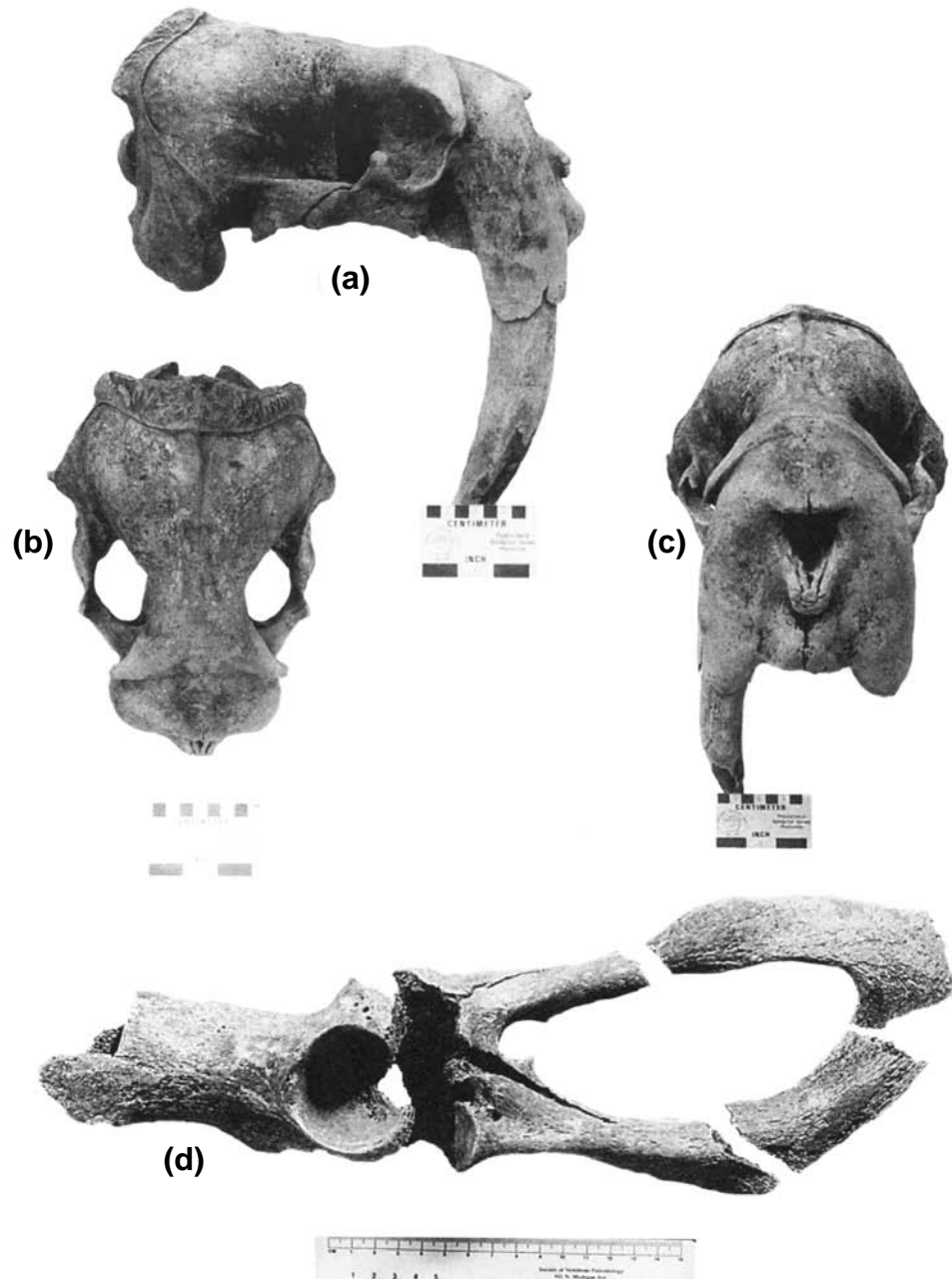
Des restes osseux des trois groupes cités plus haut avaient auparavant été recueillis par les exploitants de la sablière ainsi que par des collectionneurs privés. L'un des fossiles les plus notables est un crâne de morse magnifiquement préservé (fig. 7). Ce dernier n'est que le deuxième crâne de morse connu de la Mer de Champlain après celui de Sainte-Julienne-de-Montcalm décrit par Bouchard *et al.* (1993). Quoique tous les restes n'aient pas été soumis à un examen détaillé, ils témoignent de la richesse et de la variété des vertébrés du site de Saint-Nicolas. Au-delà de ces considérations statistiques, les espèces qui ont été identifiées apportent de précieux indices sur la paléocologie et les paléoenvironnements de la région au cours de cette phase tardive de la Mer de Champlain.

Les poissons

Les esturgeons sont des poissons de grande taille qui vivent dans les lacs et les eaux côtières de l'hémisphère nord. Il est vraisemblable que le spécimen trouvé à Saint-Nicolas

FIGURE 7. Photographies de deux spécimens de morse (*Odobenus rosmarus*) récoltés dans la sablière de Saint-Nicolas. Crâne (a) vue latérale, (b) vue dorsale, (c) vue frontale, (d) os coxal droit d'un autre individu, vue latérale, âge au ^{14}C : 9790 ± 60 BP (Beta-115199).

Photographs of two walrus (*Odobenus rosmarus*) specimens recovered from the Saint-Nicolas sand pit. Skull in (a) lateral, (b) dorsal, and (c) frontal views; (d) right innominate of a second individual, lateral view, ^{14}C age: 9790 ± 60 BP (Beta-115199).



appartienne à l'esturgeon noir (*Acipenser oxyrhynchus*), une espèce anadrome. En eau salée, l'esturgeon noir déniche dans le sable ou la boue du fond marin les mollusques, les annélides, les crustacés et les petits poissons qui composent son alimentation (Scott et Scott, 1988).

Le capelan vit dans les eaux marines froides et profondes de l'hémisphère nord. Il forme de grands bancs au large des côtes de Terre-Neuve et du Labrador et migre vers le littoral durant la saison du frai, en été (Scott et Scott, 1988). Il se nourrit d'organismes planctoniques et est consommé par plusieurs espèces de poissons dont les lycodes, par les phoques et par les oiseaux de mer tels que la marmette de Brünnich (Gaston *et al.*, 1985 ; Scott et Scott, 1988).

Les lycodes sont des représentants typiques des régions froides, et quelques espèces se retrouvent notamment dans l'estuaire du Saint-Laurent (Vladykov et Tremblay, 1936). Ce sont des poissons marins de fond qui vivent généralement en eau profonde, quoique certaines formes fréquentent la zone intertidale (Scott et Scott, 1988). Les lycodes se nourrissent principalement d'invertébrés benthiques. Au moins une espèce de lycode est incluse dans la diète de la marmette de Brünnich des îles de Digges (fig. 1) (Gaston *et al.*, 1985 ; Scott et Scott, 1988).

Le terrassier tacheté est également une forme marine benthique (occasionnellement fouisseuse), mais vit dans les eaux moins profondes des régions côtières, telles que les

provinces maritimes et le golfe du Saint-Laurent (Scott et Scott, 1988). Il se nourrit surtout de petits crustacés.

Les oiseaux

Le canard kakawi est très commun dans les régions nordiques de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie. Il niche dans les vastes étendues de toundra des terres bordant l'océan Arctique, et passe l'hiver en mer, le long des côtes, et sur certains grands lacs et cours d'eau (Bellrose, 1978 ; Godfrey, 1979). Sa diète est composée en grande partie de crustacés, mais inclut aussi des mollusques, des poissons, des insectes et des végétaux (Bellrose, 1978). Le canard kakawi aurait vraisemblablement fréquenté la région de Saint-Nicolas durant l'été, alors que la côte de la Mer de Champlain offrait des conditions propices à la nidification de ces oiseaux.

La marmette de Brünnich est un habitant des régions marines holarctiques (Gaston et Jones, 1998). Elle hiverne dans les eaux froides de la plate-forme continentale, en particulier au large des côtes de Terre-Neuve, et niche en colonies très denses sur les falaises, préférentiellement sur les îles côtières (Godfrey, 1979 ; Gaston et Jones, 1998). Elle consomme une grande variété de poissons et d'invertébrés benthiques et pélagiques (Gaston et Jones, 1998). Les marmettes sont très sensibles aux changements environnementaux et sont par le fait même de bons indicateurs écologiques (Birkhead et Nettleship, 1980). Les petites îles escarpées encerclant le chenal de Saint-Nicolas présentaient les caractéristiques recherchées par ces oiseaux durant la saison de reproduction.

Les mammifères marins

Les phoques (genre *Phoca*) sont largement répandus dans les eaux tempérées et polaires de l'hémisphère nord (Bigg, 1981 ; Frost et Lowry, 1981). Ce sont des opportunistes qui se nourrissent de diverses espèces de poissons et d'invertébrés (surtout des petits crustacés).

Le morse est restreint aux régions circumpolaires et réside sur la banquise, d'où il plonge à la recherche d'invertébrés benthiques (principalement des mollusques), qui constituent la majeure partie de sa diète (Fay, 1981). En l'absence de glace de mer, son substrat préféré, il se hisse à terre, généralement sur les îlots rocheux à marée basse ou sur les méga-blocs partiellement émergés. La région de Saint-Nicolas, avec ses fortes concentrations de mollusques, devait être fréquemment visitée par les morses dans leur quête de nourriture.

Le béluga est un autre habitant des régions arctiques. Une population endémique vit actuellement dans l'estuaire du Saint-Laurent. Ce petit cétacé se nourrit d'une grande variété d'espèces animales, incluant des poissons, des mollusques, des annélides, des crustacés et du zooplankton (Brodie, 1989).

Analogues modernes

Il y a environ 10 000 ans, la région de Saint-Nicolas devait ressembler, au point de vue de l'écosystème, à la

région du détroit de Digges, vers 62° 35' de latitude nord, à l'extrémité nord-ouest de la péninsule d'Ungava (fig. 1). À cet endroit, on retrouve plusieurs des espèces présentées dans les paragraphes précédents. Deux colonies de marmettes de Brünnich nichent dans les falaises de l'île Digges Est et de la côte voisine et quelques canards kakawis s'établissent aussi dans la région pendant l'été (Gaston *et al.*, 1985). Le capelan n'est qu'une des nombreuses espèces de poissons recensées dans les eaux du détroit. Enfin, pour ce qui est des mammifères marins, le phoque annelé et le béluga sont parmi les formes les plus communément observées. Les sites (fig. 1) de l'île d'Akpatok, dans la baie d'Ungava (60° N), des îles Gannet, au Labrador (54° N), et du Rocher aux Oiseaux dans le golfe du Saint-Laurent (48° N), sont d'autres exemples actuels où vivent des communautés animales analogues.

AUTRES SITES À L'ENTRÉE DE LA MER DE CHAMPLAIN

SITES AVEC FAUNE ANALOGUE

À CELLE DE SAINT-NICOLAS

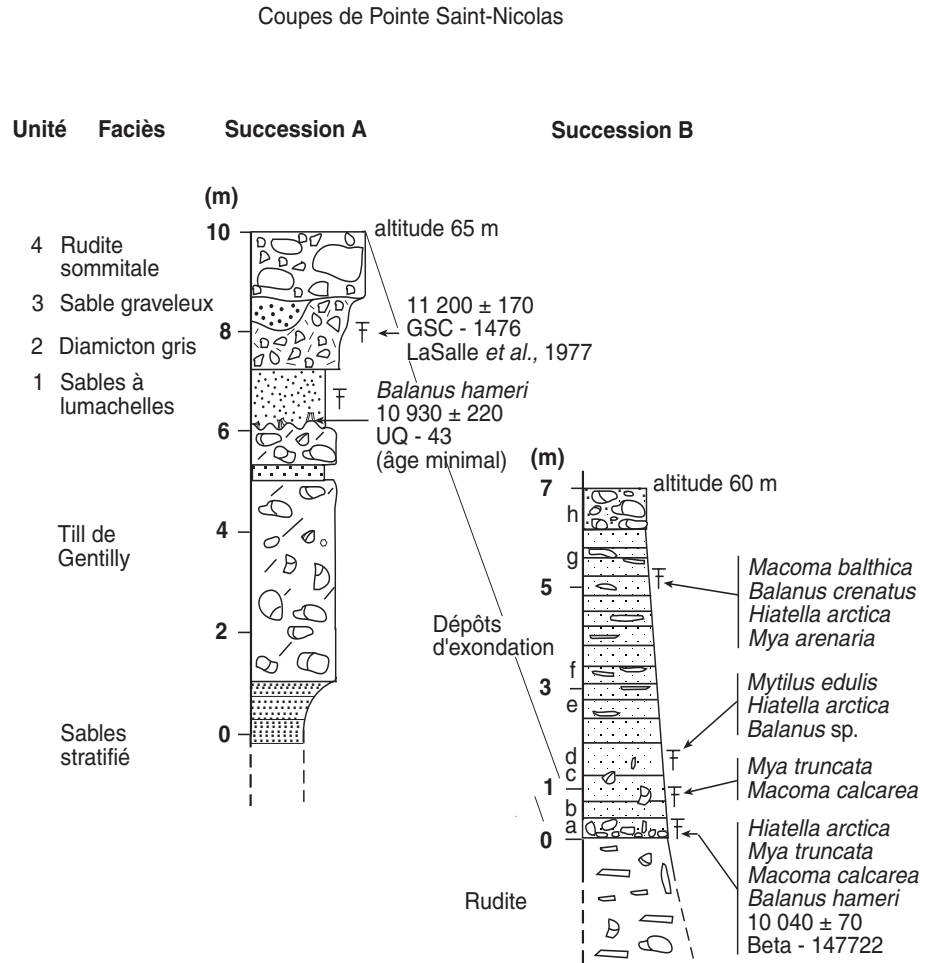
À Charny et Saint-David-de l'Auberivière, situés respectivement à 10 et 17 km en aval de Saint-Nicolas (fig. 2), des faciès marins ont livré une faune diversifiée semblable à celle de l'unité 2 de Saint-Nicolas (Dionne, 1971). À Charny, dans des silts et sables fins stratifiés, Dionne (1971) a identifié avec Frances Wagner 15 espèces communes à celles de l'unité 2, auxquelles s'ajouteraient les espèces *Lunatia pallida* (Broderip et Sowerby), *Mya pseudoarenaria* (Schelesch), et les variétés *Mya truncata uddevallensis* (Forbes) et *Astarte montagui* var. *typica* (Dillwly). À Saint-David-de l'Auberivière, dans des sables fins et silts gris stratifiés et des sables moyens et grossiers sus-jacents, Dionne (1971) a échantillonné une faune comprenant 22 espèces communes à celles de Saint-Nicolas, auxquelles s'ajouteraient *Balanus balanus* (Linné), *Plicifusus kroyeri* (Müller), *Lunatia pallida*, ainsi que les variétés *Astarte montagui* var. *warhami* (Hancock) et *Mya truncata uddevallensis*. Ces deux sites confirment la grande étendue des faciès peu profonds à l'entrée de la Mer de Champlain et la diversité faunique de cette phase tardive. Rappelons que Dawson (1893) et Low (1893) avaient déjà identifié de nombreuses espèces dans le secteur de Québec et de Beauport.

LE SITE DE LA POINTE SAINT-NICOLAS

À 14 km en amont du vieux pont de Québec, le défilé rocheux actuel du Saint-Laurent recoupe, sur la rive sud, un vallon tributaire. Les dépôts sont entaillés par deux ruisseaux ou exploités dans les vastes gravières de la pointe Saint-Nicolas (fig. 2). Les études préliminaires de LaSalle *et al.* (1977) et Occhietti et Hillaire-Marcel (1982) concernent surtout les dépôts antérieurs à l'épisode de la Mer de Champlain. De nouveaux relevés de détail sur les dépôts de marge glaciaire ont révélé une stratigraphie très riche (Cumings, 1999).

Deux types de successions stratigraphiques ont été observés dans la partie supérieure du site (fig. 8) : une succession

FIGURE 8. Unités supérieures de la gravière de la pointe Saint-Nicolas.
Upper units of the Pointe Saint-Nicolas gravel pit.



A complexe de rudites, tills et sable à lumachelles de *Balanus hameri*, antérieure à 11 000 BP, et une succession B incluant des dépôts marins stratifiés à biocénoses sub-littorales, postérieure à 10 040 BP. Ces deux successions ne représentent qu'une partie de l'ensemble des faciès observés sur la totalité des coupes de la gravière. Elles sont néanmoins représentatives des épisodes marins observés localement.

La succession A repose sur le Till de Gentilly représenté par un till gris compact, à zones sableuses. Elle comprend de bas en haut :

1) une zone de till remanié, de 5 à 40 cm d'épaisseur, formée de poches creusées dans le till et composées de cailloux emballés dans une matrice sableuse grise. De nombreux spécimens de *Balanus hameri* sont encore collés sur la face supérieure des cailloux, indiquant une colonisation au fond de la mer. Le sommet du till a servi de substrat à la biocénose de *Balanus hameri*, datée de 10 930 ± 220 BP (UQ-43) (âge minimal). Le till remanié est surmonté, sans changement de texture, par des sables fossilifères (sables à lumachelles) de 60 cm d'épaisseur en moyenne. Ces sables sont très riches en éléments de *Balanus hameri*, grossièrement stratifiés à la base et contiennent quelques cailloux à usure glaciaire. Guilbault (1980) a observé dans le sable un assemblage de fora-

minifères, avec 39 % de *Cassidulina reniforme*, 19 % d'*Elphidium excavatum*, 14 % d'*Astrononion gallowayi*, 9 % de *Cibicides labatulus*, 8 % de *Virgulina shreibersiana* et seulement 5 % d'*Islandiella helenae*. Il range cet assemblage riche et un peu particulier dans la zone A de la Mer de Champlain, caractéristique des eaux arctiques froides (-1 °C à +1 °C), salées (30 à 33 ‰) et profondes, c'est-à-dire sous la tranche d'eau saumâtre supérieure. D'après l'âge de *Mya truncata*, 11 600 ± 160 BP (GSC-1235), échantillonné dans un diamicton glaciomarin reposant sur des dépôts fluvioglaciers à la gravière Bon-Pasteur (LaSalle et al., 1977), à 24 km au NNE de la pointe Saint-Nicolas (fig. 2), et d'après le contexte général, on peut estimer que le front glaciaire au moment de la mise en place du sable à *Balanus hameri* était déjà à proximité du contrefort des Laurentides. Il semble qu'il y ait une lacune entre le retrait de la glace à la pointe Saint-Nicolas et le développement d'une colonie de *Balanus hameri* sur un substrat favorable.

2) Un diamicton gris, incluant quelques fragments de *Balanus hameri*, de 80 à 110 cm d'épaisseur. Le sommet du diamicton n'est pas régulier. On y observe des dépressions de 1 m de profondeur, comblées par la rudite supérieure 4. Ce diamicton gris est nommé Till de Saint-Nicolas et associé

à une réavancée glaciaire du Dryas III (LaSalle et Shilts, 1993). Il est interprété comme un till d'entraînement par Cummings (1999).

3) Des lentilles de sable graveleux et caillouteux avec une thanatocénose de *Balanus hameri* dont l'âge est de $11\,340 \pm 130$ BP (UQ-40, âge incertain) et quelques fragments de *Hiatella arctica* indiquent le remaniement des sables à lumachelles sous-jacents à l'unité 2.

4) Le tout est coiffé d'une rudite à cailloux et blocs anguleux, non fossilifère, où les roches appalachiennes sont très fréquentes. Cette unité 4 représente une phase active de démantèlement des reliefs rocheux latéraux, dans des eaux marines peu profondes et à haute énergie.

La succession B a été observée en coupe naturelle sur les versants du ravin du ruisseau Couture, du côté ouest de la gravière. La succession comprend à la base une rudite lie de vin, composée de cailloux anguleux, avec prédominance de schistes appalachiens rouges. Ce substrat sans coquilles marines est soit fluvioglaciaire soit équivalent à l'unité 4 de remaniement de la succession A. Il est recouvert par une unité d'exondation marine (unité 5), de plus de 7 m d'épaisseur, composée de matériel remanié, grossièrement lité, silteux à la base, plus caillouteux vers le sommet, avec les lits repères suivants, de bas en haut (fig. 8) :

a. 5 cm de sable grossier et gravier ;

b. 10 cm de silt contenant de nombreux cailloux et des valves accolées, parfois en position verticale, de *Hiatella arctica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata* et de minuscules *Balanus hameri*. Des coquilles de *Hiatella arctica* de cette biocénose ont donné un âge de $10\,040 \pm 70$ BP (Beta-147722), comparable à celui du cailloutis à la base de l'unité 2 de Saint-Nicolas.

c. 1,25 m de silt gris caillouteux non compact, avec quelques fragments de *Balanus hameri* ;

d. lit de 30 cm de sable silteux caillouteux avec une biocénose de *Mya truncata* et quelques petites valves accolées de *Macoma calcarea*, surmonté par 40 cm de cailloutis à matrice sablo-silteuse ;

e. lit de 100 cm de sable avec biocénose de *Mytilus edulis*. Certaines coquilles de *Mytilus edulis* sont colonisées par des *Balanus balanus*. Des valves accolées de *Hiatella arctica* sont présentes ;

f. 200 cm de cailloutis à matrice sablo-silteuse, partiellement masqué ;

g. 200 cm de galets mélangés à du sable et du gravier. Le dépôt contient une biocénose ou une thanatocénose faiblement transportée de *Balanus crenatus* extrêmement abondants et de *Macoma balthica* dont les valves accolées sont obliques ou verticales. Il inclut de petits *Hiatella arctica* entiers et des fragments transportés de *Mya arenaria*.

Le sommet de l'unité 5 (zone h) est altéré ou composé de galets et gravier perturbés.

La stratigraphie marine de la pointe Saint-Nicolas, analysée dans son contexte topographique, révèle que la trans-

gression marine est antérieure à environ 11 340 BP dans l'axe du Saint-Laurent actuel, d'après l'âge de capitules remaniés de *Balanus hameri*. La biocénose basale de *Balanus hameri* est compatible avec des glaces continentales peu éloignées et des eaux marines profondes, à l'exemple de la base de la coupe de Saint-Alban (fig. 9 ; Occhietti, 1980). Une phase de remaniement glaciaire, postérieure à 10 930 BP, succède à la colonisation du fond marin par les balanes. Enfin, une succession de biocénoses accompagne la phase finale de l'exondation. Dans cette succession, les communautés types de *Hiatella arctica* avec *Mya truncata* puis, plus haut, de *Hiatella arctica* avec *Mytilus edulis*, vivent dans des eaux peu profondes, sub-littorales (Hillaire-Marcel, 1980). Plus haut, l'abondance de *Balanus crenatus* associé à *Macoma balthica* rappelle les littoraux actuels. La présence de fragments transportés de *Mya arenaria* montre l'existence latéralement de cette espèce dont la larve a besoin de températures relativement élevées pendant l'été (Hillaire-Marcel, 1980).

LE SITE DE SAINT-AUGUSTIN

Le site de Saint-Augustin, sur la rive nord du Saint-Laurent (fig. 2), expose trois unités. L'unité inférieure d'environ 25 m d'épaisseur est un complexe de marge glaciaire, de sédiments laminés et de diamictons décrit par LaSalle *et al.* (1977). Localement, le sommet de ce complexe est tronqué par une blocaille contenant des coquilles mélangées et des fragments de bois. *Macoma calcarea* a donné un âge au ^{14}C de $10\,310 \pm 60$ BP (Beta-147723). Un fragment de bois a été identifié, il s'agit de *Larix* ou *Picea* (A. Larouche, Laboratoire de paléophytogéographie et de palynologie de l'Université de Montréal). La blocaille passe progressivement à des sables et galets peu fossilifères. Une unité composée de silt stratifié, épaisse de 4 m, coiffe les sables de remaniement. La blocaille, située vers 35 m d'altitude, est interprétée comme le résultat d'un intense démantèlement associé au relèvement glacio-isostatique. Les silts supérieurs sont probablement le résultat de la resédimentation de silts marins, lors d'une phase estuarienne tardive.

LE SITE DE PONT-ROUGE

Les unités de la coupe de Pont-Rouge, sur la rive nord du Saint-Laurent (fig. 2), ont été décrites par LaSalle *et al.* (1977). Au-dessus de silts stratifiés et latéralement à un till massif, un diamicton argileux contient des valves de *Hiatella arctica* et de *Mytilus edulis* qui sont souvent accolées. Des capitules ou des bases de *Balanus crenatus* sont encore fixés sur toutes les faces de certains blocs. Des coquilles de *Hiatella arctica* ont donné un âge nettement postglaciaire ($10\,390 \pm 130$ BP, QU-447, LaSalle *et al.*, 1977 ; $10\,400 \pm 120$, GSC-5536, Gagnon, 1994). L'ensemble de ces caractères indique que le diamicton résulte du remaniement du till en contexte littoral et non d'une action glaciaire comme le proposaient LaSalle *et al.* (1977). L'ensemble des unités est sous-jacent à des sables deltaïques.

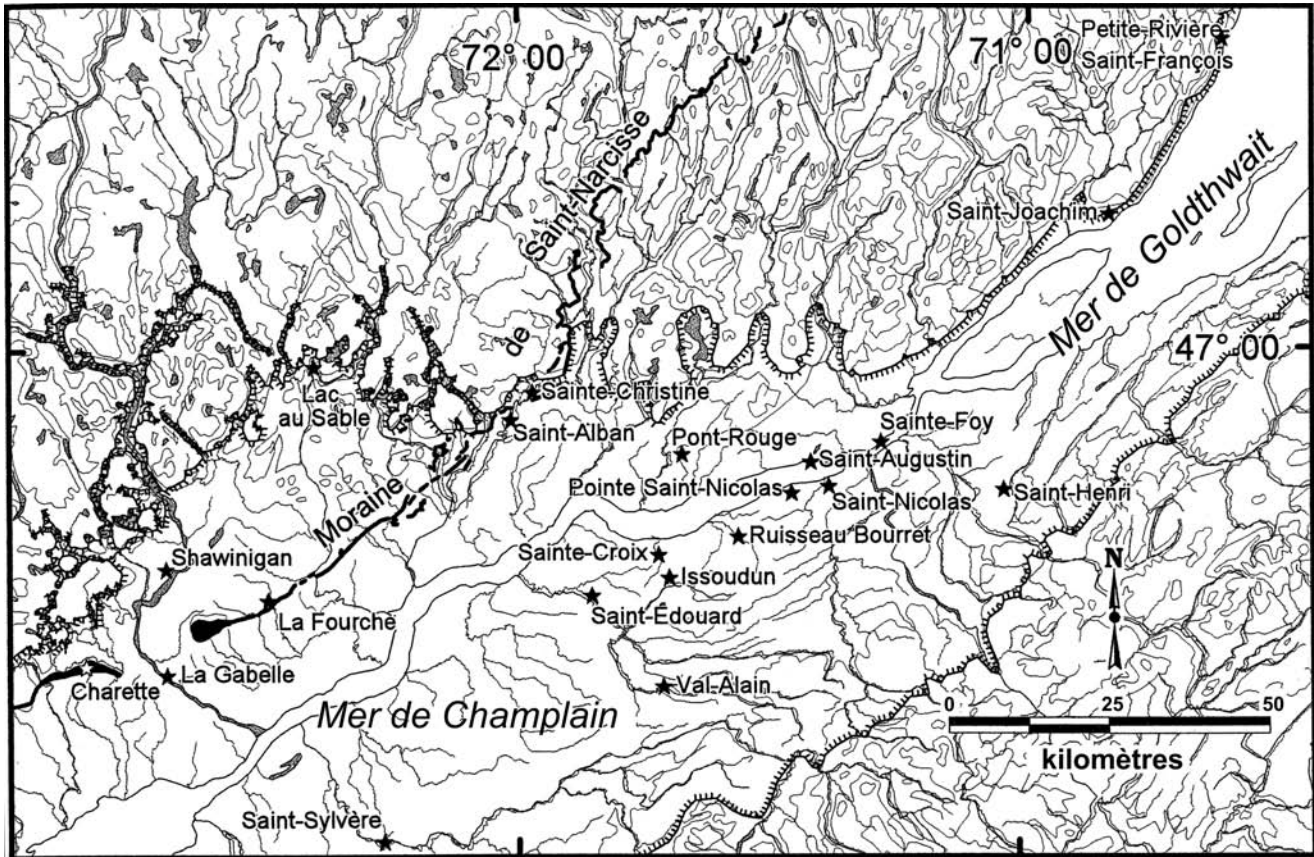


FIGURE 9. Localisation des sites échantillonnés de cette étude (datations récentes au ^{14}C du tableau III et analyses isotopiques du tableau IV) et limite supérieure de l'invasion marine postglacière (trait à barbules).

Location of sampled sites related to this study (recent ^{14}C datations of Table III, and isotope analyses in Table IV), and upper limit of the postglacial marine invasion (line with barbs).

CONTEXTES GÉOCHIMIQUES À L'ENTRÉE DE LA MER DE CHAMPLAIN

La composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ PDB et $\delta^{13}\text{C}$ PDB) des spécimens des principales espèces de mollusques et de cirripèdes du site de Saint-Nicolas est comparée à celle de plusieurs sites de la Mer de Champlain et d'un site de la Mer de Goldthwait (tabl. IV, fig. 9) dont l'âge au ^{14}C et la signification sédimentologique et paléoenvironnementale sont relativement bien connus. Les teneurs en ^{13}C des coquilles de mollusques marins sont normalement proches de $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ (PDB) pour les espèces marines. Elles peuvent être (tabl. IV) légèrement négatives dans le cas d'espèces endobenthiques (par exemple, *Portlandia arctica* dans les sites (fig. 9) d'eaux profondes de la rivière la Fourche, La Gabelle, lac au Sable et Saint-Alban, Occhietti, 1980) ou, plus généralement, lorsque l'oxydation d'une matière organique abondante conduit à des apports de CO_2 « léger » dans le milieu (par exemple, *Mytilus edulis* aux sites de Shawinigan et de Pont-Rouge). Les teneurs en ^{18}O reflètent plus nettement les conditions paléohydrologiques (Hillaire-Marcel, 1981, 1988). Les facteurs prin-

cipaux qui influencent la teneur en ^{18}O sont la salinité et la température de l'eau, qui varient notamment en fonction de la saison et du lieu de croissance.

Les coquilles des sites d'eau marine profonde (la Fourche, La Gabelle, tabl. IV) associées au début de l'invasion marine et les sites (fig. 9) localisés dans l'axe des eaux de marée (Petite-Rivière-Saint-François situé en Charlevoix, au nord de l'estuaire moyen actuel du Saint-Laurent et Sainte-Foy) ont des compositions isotopiques positives pour l'oxygène. Les sites où les coquilles de mollusques ont des compositions isotopiques négatives forment la majorité des cas. L'appauvrissement en ^{18}O est attribué à la dilution d'une tranche d'eau importante par des apports proximaux d'eaux de fonte glaciaire (*Portlandia arctica* du lac au Sable) ou à l'effet combiné de la dilution croissante et de l'augmentation de la température qui résultent de la remontée glacio-isostatique (exemples de Shawinigan, Charette et de la succession régressive de la pointe Saint-Nicolas, tabl. IV, fig. 9).

Par rapport à tous ces sites à biocénoses, sinon à thanatocénoses peu transportées, les unités 1 et 2 du site de

Saint-Nicolas sont caractérisées surtout par des thanatocénoses transportées. Sur le tableau IV, la composition isotopique de la zone grossièrement stratifiée de l'unité 1 représente une phase en eau profonde avec probablement peu de remaniement. Dans l'unité 2, la très forte variabilité des teneurs en ^{18}O de toutes les espèces, en particulier de *Balanus hameri*, *Hiatella arctica* et *Mytilus edulis*, confirme l'origine variée des spécimens qui composent les thanatocénoses. Bien que le nombre d'échantillons analysés ne permette pas de conclure sur des bases statistiques solides, l'analyse des spécimens montre des tendances. La base de l'unité 2 est caractérisée par un mélange très marqué de spécimens d'eau profonde. Les spécimens de *Balanus hameri* montrent ensuite un enrichissement continu du bas vers le haut, contraire à ce que l'on devrait observer dans le contexte d'exondation progressive d'origine glacio-isostatique. Cette tendance est attribuée au démantèlement de dépôts marins de plus en plus anciens dans le détroit de Québec ou pourrait correspondre à une phase plus saline (liée à une montée du niveau eustatique ou à une diminution de l'apport d'eau de fonte glaciaire). Les teneurs en ^{18}O de *Hiatella arctica* varient fortement, sauf dans la partie supérieure de l'unité. Ceci indique, dans la partie inférieure et moyenne, un mélange entre spécimens de démantèlement et spécimens en thanatocénose peu transportée, tandis que les spécimens de la partie supérieure, dont les deux valves sont souvent accolées, représentent une biocénose peu remaniée de mollusques vivant en eaux peu profondes. *Mytilus edulis* montre la même tendance.

La faune du site de Pont-Rouge indique un mélange d'une biocénose et d'une thanatocénose remaniée. *Mytilus edulis* et *Balanus crenatus* forment une biocénose littorale peu remaniée (*Mytilus edulis* est fréquemment représentée par des valves accolées). La nature littorale de la biocénose est étayée par les faibles teneurs en ^{18}O de *Mytilus edulis* (tabl. IV). Au contraire, *Hiatella arctica* forme un mélange dont une grande partie provient du remaniement de colonies plus anciennes, comme semblent l'indiquer les âges au ^{14}C relativement anciens de $10\,390 \pm 130$ BP (QU-447, LaSalle et al., 1977) et de $10\,400 \pm 120$ BP (GSC-5536, Gagnon, 1994) obtenus sur cette espèce. À titre de comparaison, la faune du site de Saint-Augustin montre également des différences de teneur en ^{18}O , ce qui confirme l'origine remaniée du matériel, déjà constatée sur le site.

L'analyse isotopique (tabl. IV) associée aux âges au ^{14}C (tabl. III) permet donc de proposer une séquence de l'évolution des conditions paléohydrologiques dans le détroit séparant la Mer de Champlain de la Mer de Goldthwait :

1) antérieurement à 10 900 BP (entre 11 400 et 10 900 BP), des communautés de *Balanus hameri* ont colonisé les substrats rocheux et les dépôts grossiers en eau profonde dont la salinité est relativement élevée (Saint-Nicolas, unité 1 ; La Gabelle, la Fourche) ;

2) l'intervalle suivant, entre 10 900 et 10 300 BP, semble correspondre à une phase érosive ;

3) la phase d'émersion est bien représentée à partir de 10 300 BP (Pont-Rouge et sites localisés sur la figure 9,

Sainte-Christine-de-Portneuf, Sainte-Croix, Shawinigan, Charette, Val-Alain, Saint-Joachim, tabl. III) et se prolonge jusque vers 9800 BP (Saint-Nicolas). Lors de cette émergence, les apports d'eaux de fonte glaciaire persistent sur la rive nord, dans l'axe du Saint-Maurice (Shawinigan, Charette) ou sur le piémont des Laurentides (lac au Sable).

Pendant toutes ces phases, l'existence de forts gradients bathymétriques de salinité, au moins saisonniers, semble caractériser tous les sites en amont de Québec (tabl. IV). Néanmoins, les eaux marines salées continuaient d'affluer dans l'axe de l'entrée de la Mer de Champlain et cela presque en surface ($\delta^{18}\text{O}$ élevé à Sainte-Foy).

Les données isotopiques, couplées aux données sédimentologiques et paléontologiques convergent vers un contexte de très forts courants de marée, accompagnés d'un marnage majeur compris entre 5 et 10 m, et de vastes battures exondées à marée basse. La forte amplitude des marées est attribuée à la convergence des ondes de marée vers le détroit de Québec. Ceci explique la persistance de l'intrusion des eaux marines dans le bassin de la Mer de Champlain, au moins jusque vers 9750 BP, malgré l'influx considérable d'eau douce provenant de la fonte de l'inlandis laurentidien, à l'aube de l'Holocène.

ÂGE DES ÉPISODES DE LA MER DE CHAMPLAIN DANS LE SECTEUR DE SAINT-NICOLAS

NORMALISATION DES ÂGES AU ^{14}C

Sauf deux exceptions, les âges au ^{14}C disponibles (tabl. III) sont obtenus à partir de coquilles marines. La composition isotopique des coquilles marines est habituellement proche de $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰, celle du réservoir océanique moyen. Or, la plupart des laboratoires de datation publient des âges au ^{14}C de coquilles marines après normalisation à une composition isotopique de $\delta^{13}\text{C} = -25$ ‰ (âges conventionnels). Cette normalisation de l'effet du réservoir océanique est souvent établie par défaut, pour les spécimens de l'Atlantique Nord et ses bassins marginaux, en ajoutant 410 ans à l'âge calculé à partir de l'activité du ^{14}C mesurée en laboratoire. Par conséquent, lorsque le $\delta^{13}\text{C}$ de l'échantillon n'était pas connu, les âges conventionnels de la Mer de Champlain sont plus vieux de 410 ans que les âges calculés avec un $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰. Dans la mesure du possible, les laboratoires ont fourni des âges conventionnels corrigés lorsque le $\delta^{13}\text{C}$ de l'échantillon était connu. Les laboratoires de la Commission géologique du Canada (GSC), du GÉOTOP à l'Université du Québec à Montréal (UQ) et apparemment l'ancien laboratoire du ministère des Richesses naturelles du Québec (QU) ont publié des âges au ^{14}C bruts (sans normalisation isotopique en âges conventionnels) ou ramenés à un $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰ si la teneur en ^{13}C était connue, considérant que le calcul à $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰ annulait approximativement l'effet de vieillissement du carbone océanique.

Afin de permettre une comparaison plus directe avec les âges publiés par la plupart des laboratoires, la GSC rapporte maintenant les âges calculés à $\delta^{13}\text{C} = 0$ ‰ et les âges conventionnels (normalisés à $\delta^{13}\text{C} = -25$ ‰). Le tableau III

présente les données radiométriques selon les deux approches. Dans ce texte, nous nous référons aux âges calculés à $\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$, plus directement comparables aux âges obtenus sur des échantillons terrestres (bois, os, tourbe, coquilles d'eau douce).

COMPARAISON DES ÂGES DE COQUILLES ET DE BOIS ET VARIABILITÉ DU RADIOCARBONE INITIAL DANS LA MER DE CHAMPLAIN

Le site de Saint-Nicolas permet de comparer des âges au ^{14}C de trois types de matériel : coquilles marines, os de vertébré marin et bois. Deux nouvelles datations (tabl. III et fig. 4) proviennent d'échantillons méticuleusement prélevés à la base et au sommet de l'unité 2. Les coquilles peu transportées de *Macoma calcaria* (10 060 \pm 80 BP, Beta-115873) ont été prélevées dans le pavage inférieur de galets et datent le début de la phase de sédimentation dans les chenaux de marée. L'échantillon Beta-143298 (9810 \pm 70 BP) est composé de valves accolées de *Hiatella arctica* prélevées au sommet de l'unité 2 et date une biocénose très peu transportée de la fin de la circulation ouverte dans les chenaux de marée. Cet échantillon permet également une datation croisée avec un os de morse (*Odobenus rosmarus*) d'âge conventionnel de 9790 \pm 60 BP (Beta-115199) et un fragment de bois (Beta-115194, 9470 \pm 40 BP) prélevé à 2 m sous le sommet et ainsi d'évaluer l'effet de réservoir dans la Mer de Champlain. La durée de la phase des chenaux de marée peut ainsi être estimée à environ 250 ans et celle des silts de marée de l'unité 3 à environ 60 ans (40 ans au minimum).

L'écart entre les âges de coquilles et de bois confirme que le carbone inorganique dissous de la Mer de Champlain n'était pas en équilibre avec le carbone atmosphérique contemporain. L'âge sur bois de Saint-Nicolas (9470 \pm 40 BP, Beta-143297) montre directement que l'âge apparent du carbone inorganique dissous des coquilles, vers la fin de la Mer de Champlain, était plus élevé d'environ 350 ans que celui contemporain de l'Atlantique Nord. L'examen des datations marines disponibles (notamment la liste de la Commission géologique du Canada à Ottawa, diffusée par Roger McNeely) et des données géochimiques connues (voir en particulier Hillaire-Marcel, 1979, 1981) montre que la composition isotopique des coquilles de la Mer de Champlain varie à l'intérieur du bassin et dans le temps sous l'influence de la stratification au moins saisonnière de la colonne d'eau, de la présence du front de l'inlandsis en retrait, des influx d'eaux de fonte glaciaire, de la régression progressive de la mer par glacio-isostasie et de la présence de vastes affleurements de carbonates (calcaire de Trenton, tills carbonatés) qui sont une source de carbone mort (voir Hillaire-Marcel, 1981, 1988). Ces variables (voir Rodrigues, 1992) pourraient expliquer notamment l'écart entre l'âge calculé à $\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$ des coquilles du début de la Mer de Champlain, vers 12 000 BP (Parent et Occhietti, 1988), et l'âge de la déglaciation à la frontière de la Nouvelle-Angleterre estimé à 11 300 BP d'après des âges de matière végétale, les données paléomagnétiques et un taux estimé du retrait glaciaire (Ridge *et al.*, 1999 ; Thompson *et al.*, 1999). L'écart minimal de 350 ans

mesuré à Saint-Nicolas est donc cohérent avec l'ensemble des données chronologiques et géochimiques de la Mer de Champlain et pourrait être appliqué à toute la chronologie de cette mer. Toutefois, une telle généralisation dépasse le cadre de cette étude et nous n'avons pas intégré cet écart dans la chronologie des événements (fig. 10).

ANALYSE CRITIQUE DES ÂGES AU ^{14}C DES SITES ÉTUDIÉS

La position précise des nouveaux échantillons datés permet de vérifier la validité des âges publiés antérieurement. Ainsi, l'âge très jeune de 9335 \pm 115 BP (UQ-64) fait partie d'une série en grande partie non publiée de datations effectuées pendant la création du laboratoire de l'UQAM, en 1979, et qui sont systématiquement trop jeunes par rapport aux âges des autres laboratoires. Ce rajeunissement est attribué à l'activité du radon, car les comptages étaient faits immédiatement après l'extraction du benzène. Il est probable qu'un autre âge des débuts du laboratoire UQ du tableau III soit touché par cet effet : l'âge de 10 890 \pm 125 BP (UQ-39) de l'unité 1 de Saint-Nicolas est probablement un âge minimal, l'échantillon datant plutôt d'environ 11 100 BP \pm 150 (GSC-1712, Lowdon et Blake, 1979), âge de coquilles prélevées dans une position non précise de l'unité 1. L'âge UQ-40 (11 340 \pm 180) du site de la pointe Saint-Nicolas semble acceptable, toutefois il est préférable de le classer comme incertain (tabl. III).

ÂGES CALIBRÉS

Afin d'obtenir l'âge calibré des principaux événements étudiés, le programme CALIB 4.1 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1998a, b) a été appliqué aux âges conventionnels publiés ou normalisés par le calcul à $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$. Rappelons que la courbe d'étalonnage des coquilles marines reste moins rigoureuse que celle des matériaux terrestres calibrée avec les varves. Les courbes utilisées dans le programme CALIB montrent que les variations du ^{14}C atmosphérique sont importantes, avec notamment un effet plateau vers 11 000 BP, ce qui réduit la résolution chronologique des événements de cette période, en particulier lors des premiers épisodes marins de la région étudiée.

RÉSULTATS : CHRONOLOGIE DES PHASES MARINES DANS LE DÉTROIT DE QUÉBEC ET ÉVOLUTION DU NIVEAU MARIN RELATIF

Dans les limites temporelles évoquées ci-dessus, plusieurs phases de la Mer de Champlain sont enregistrées dans la région orientale du bassin (fig. 10), en utilisant les âges calculés à $\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$ (voir données et références dans le tableau III).

1) Deux âges au ^{14}C à Charlesbourg et Bon-Pasteur (LaSalle *et al.*, 1977) indiqueraient une ouverture précoce aux eaux marines vers 12 400 BP (coquilles sur substratum calcaire à Charlesbourg) ou au moins vers 11 600 BP (marge glaciaire à Bon-Pasteur) sur le piémont des Laurentides. La chronologie de l'ouverture de la mer sur la rive nord dans la

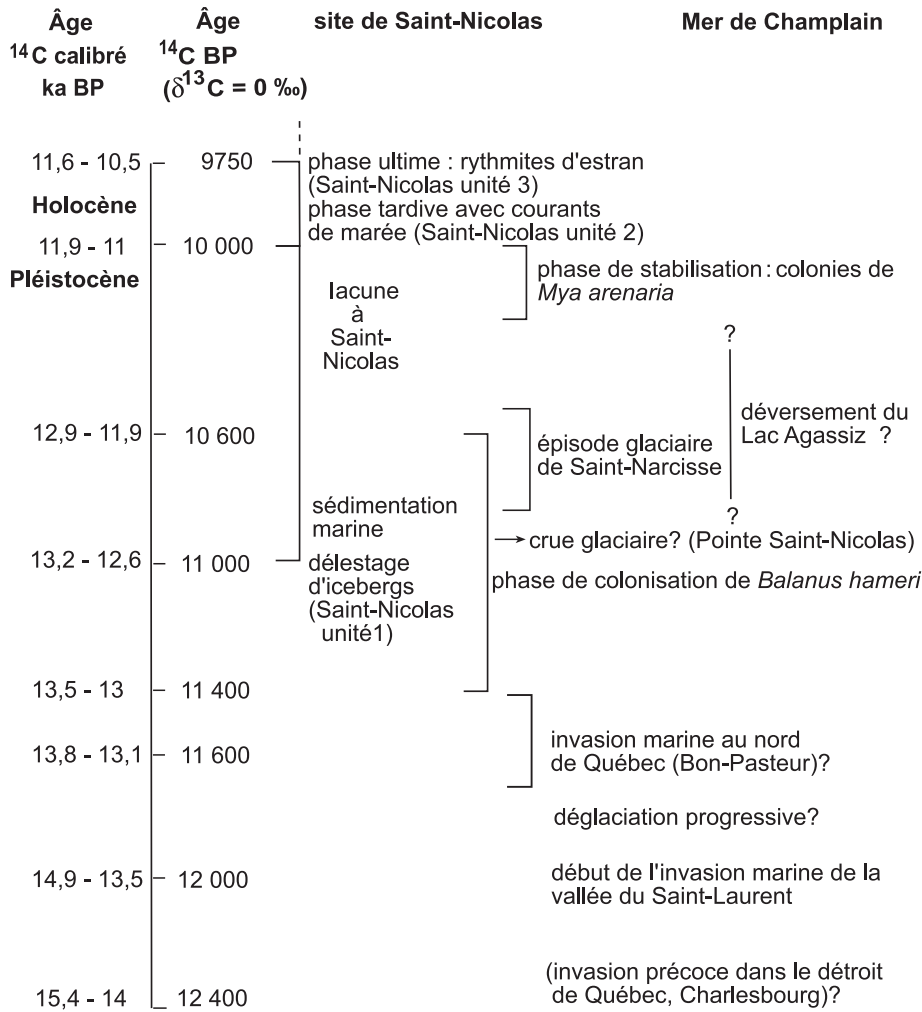


FIGURE 10. Succession des événements observés à l'entrée de la Mer de Champlain entre 12 000 et 9750 BP ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$).

Sequence of events observed at the entrance of the Champlain Sea between 12 000 and 9750 BP ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$).

région de Québec reste toutefois controversée (Parent et Occhietti, 1988, 1999).

2) Une phase de colonisation précoce de *Balanus hameri*, avant 11 000 BP, est représentée par une biocénose ou par du matériel remanié à La Gabelle et la rivière la Fourche (Occhietti, 1980). Des dépôts contenant *Balanus hameri* sont décrits par LaSalle *et al.* (1977) à la pointe Saint-Nicolas, Issoudun, Saint-Nicolas, Saint-Édouard et par LaSalle et Shilts (1993) aux sites de l'estuaire de Beauport, Beaupré et rivière Sainte-Anne.

3) Cette phase de colonisation de *Balanus hameri* se prolonge plus tardivement dans certains secteurs. Elle indique la colonisation de rudites par *Balanus hameri* en biocénose à Issoudun (10 900 BP). À Saint-Alban, la colonie fixée au substratum et mélangée à du silt caillouteux date de 10 600 BP (Occhietti, 1980).

4) Une phase d'érosion ou de remaniement en eaux profondes est marquée entre la phase de colonisation de *Balanus hameri* vers 11 000 BP et la base des unités de

régression vers 10 300–10 000 BP (Saint-Nicolas, Pont-Rouge, Saint-Alban, Sainte-Croix, Val-Alain, Saint-Joachim et Issoudun, voir tabl. III et fig. 9). Cette lacune de plusieurs siècles, souligné par un contact d'érosion, semble correspondre à un événement qui touche l'ensemble de la Mer de Champlain. Les causes de cette lacune restent à établir. L'explication la plus plausible implique une activité glaciaire notable et le développement de forts courants marins dans le détroit, à la suite de la diminution de la profondeur du bassin par remontée glacio-isostatique et de l'abaissement ou la stabilisation du niveau eustatique contemporains au Dryas III.

5) Une phase tardive de colonisation à faible profondeur est ensuite favorisée, vers 10 300–10 000 BP, notamment dans les lieux protégés par les îles émergées du détroit de Québec. Cette phase est bien marquée partout dans la partie orientale du bassin (rivière la Fourche 2, Charette, la pointe Saint-Nicolas, Pont-Rouge, Saint-Alban 2, Sainte-Croix, Sainte-Foy, Shawinigan, Val-Alain, Issoudun ; tabl. III et fig. 9). Elle se prolonge après 9810 ± 70 BP et 9790 ± 60 BP à Saint-Nicolas (tabl. III) par la phase de sédimentation à vases

d'estran de durée estimée à quelques dizaines d'années, jusque vers 9750 BP.

Dans le bassin principal de la Mer de Champlain, l'invasion marine se termine vers 10 000 BP (Parent et Occhietti, 1988). La phase ultime observée à Saint-Nicolas et à Sainte-Foy, entre 10 050 et 9750 BP, était limitée à l'entrée du bassin. Elle implique une stabilisation du niveau marin relatif qui n'a pas été établie jusqu'à présent en aval de Québec, malgré les travaux soutenus de Dionne (1988, 1990, 1996) sur les rives de l'estuaire du Saint-Laurent. En effet, il n'existe actuellement qu'une seule datation au ^{14}C (9860 ± 80 , TO-4162 à Berthier-sur-Mer, Dionne et Occhietti, 1996) comprise entre 10 000 et 9000 BP sur la rive sud du Saint-Laurent entre Québec et Kamouraska (voir tableaux de Dionne, 1988, 1996 ; Dionne et Occhietti, 1996, et d'après des données inédites de Dionne). Les unités 2 et 3 du site de Saint-Nicolas enregistrent par conséquent une brève phase de stabilisation du niveau marin relatif au début de l'Holocène. Sa durée, évaluée à 300 ans d'après les âges au ^{14}C , est peut-être surestimée, en raison des limites inhérentes aux datations sur coquilles marines présentées plus haut.

INTERPRÉTATION : PALÉOENVIRONNEMENTS À L'ENTRÉE DE LA MER DE CHAMPLAIN

Les sédiments marins du site de Saint-Nicolas ont été déposés dans le contexte particulier d'un archipel d'îles rocheuses d'axe nord-est sud-ouest parallèle au corridor du Saint-Laurent (fig. 2) et en émergence par compensation glacio-isostatique. De larges chenaux plus profonds et parallèles à l'axe du fleuve sont restés soumis à la circulation des eaux marines jusqu'au début de l'Holocène, vers 9750 BP (environ 11,4 ka en années calibrées). Ce site est jusqu'à présent le gisement de la Mer de Champlain le plus riche que l'on connaisse.

PHASE DE SÉDIMENTATION MARINE EN EAUX PROFONDES

L'unité inférieure de Saint-Nicolas, composée d'argile massive avec enclaves diamictiques et de silts stratifiés, reste peu connue. L'argile massive indique une sédimentation marine en eau relativement profonde (de l'ordre de 100 m), associée à des délestages diamictiques par des icebergs. La phase de délestage d'icebergs peut correspondre à une crue glaciaire à l'origine du Till de Saint-Nicolas (LaSalle et Shilts, 1993) ou peut-être à une phase de marge glaciaire flottante avant l'épisode de la Moraine de Saint-Narcisse (Cummings, 1999). La partie supérieure de cette unité, à *Balanus hameri*, *Portlandia arctica*, *Nuculana* et *Natica*, confirme la sédimentation en eaux froides profondes jusque vers 11 100 (10 890?) BP (13,6–12,6 ka, fig. 10), associée apparemment à des courants sur le fond marin.

Latéralement, des lits d'argile à stratification ténue et de sable silteux contenant quelques coquilles de *Portlandia arctica* et de *Hiatella arctica* évoquent une sédimentation marine plus tardive, non perturbée par des délestages d'icebergs mais interrompue par une phase d'érosion (fig. 10).

PHASE D'ÉROSION

Le pavage de galets à la base de l'unité 2 est associé à une phase d'érosion achevée vers 10 060 BP (11,9–11 ka) et à une lacune chronologique de l'ordre de 900 ans (fig. 10). Cette phase d'érosion se prolonge plus tardivement à Saint-Nicolas que dans d'autres parties plus à l'ouest de la Mer de Champlain, où des biocénoses à *Mya arenaria* ou *Hiatella arctica* et *Mytilus edulis* âgées de 10 300 à 10 100 BP (tabl. III) succèdent à un contact d'érosion (sites de Sainte-Croix, Val-Alain, Issoudun) ou sont associées au remaniement de till (Pont-Rouge). La lacune de Saint-Nicolas équivaut dans le reste du bassin marin à une phase de sédimentation marine en eaux moyennement profondes, à une éventuelle brève crue glaciaire caractérisée par le Till de Saint-Nicolas (LaSalle et Shilts, 1993 ; Cummings, 1999) après 10 900 BP et à la totalité de l'épisode de Saint-Narcisse. La localisation du site dans une zone de transit des eaux de fonte de l'Inlandsis laurentidien était défavorable à la décantation des boues marines. La phase de déversement du Lac Agassiz via North Bay, la vallée des Outaouais et la Mer de Champlain (Teller, 1988) est également intervenue au cours de cette lacune. L'évaluation de la durée de la lacune reste sujette aux limites inhérentes aux âges au ^{14}C .

PHASE DE COURANTS DE MARÉE

Entre 10 050 et environ 9800 BP (entre 11,9–11 et 11,6–10,5 ka, fig. 10), l'unité 2 représente une phase de sédimentation de courants de marée parallèles à l'axe du Saint-Laurent sur le côté sud du détroit de Québec. Le relèvement glacio-isostatique a provoqué l'exondation des barres rocheuses appalachiennes qui ont canalisé les flux de marées. Des marées de forte amplitude expliquent l'intrusion tardive des eaux marines dans la marge orientale du vaste bassin de la vallée du Saint-Laurent qui était inondé par le Lac Lampsilis. Le brassage et le mélange des eaux douces d'origine glaciaire et des eaux marines a favorisé la productivité du plancton et par conséquent de toute la chaîne alimentaire. La diversification et l'abondance des espèces d'invertébrés (34 taxons) a permis l'implantation saisonnière d'oiseaux tels que la marmette de Brünnich, qui nidifie actuellement sur des îles du golfe du Saint-Laurent, du Labrador et de l'Ungava (fig. 1). On peut également imaginer la présence de colonies de morse sur les estrans rocheux. Les fossiles proviennent d'organismes qui vivaient à proximité du site, de restes d'organismes qui vivaient dans le détroit de Québec et furent entraînés par les courants de marées, ainsi que d'organismes contenus dans des dépôts marins plus anciens de la Mer de Champlain et démantelés à cause de l'abaissement relatif du niveau de l'eau. La durée de cet épisode est apparemment de l'ordre de 250 ans. Dans un contexte de relèvement glacio-isostatique postglaciaire, l'unité 2 de Saint-Nicolas implique un ralentissement du taux de compensation régionale glacio-isostatique et surtout une montée rapide du niveau eustatique. Une telle stabilisation relative n'a pas été mise en évidence dans les études régionales, faute probablement de sites et d'âges au ^{14}C (Dionne, 1988). Ce contexte de remontée eustatique,

reconnu mondialement, est conforme au contexte climatique indiqué par le contenu pollinique de l'unité 3 qui évoque la présence d'une forêt où les arbres thermophiles sont présents et diversifiés (*Quercus*, *Ulmus*, *Acer*). Il confirme la nette amélioration climatique du début de l'Holocène. Les caractéristiques fauniques et géochimiques de l'unité 2 de Saint-Nicolas s'opposent à un transit exceptionnel d'eaux douces du Lac Agassiz, ce que Guilbault (1993) avait déjà constaté dans le bassin oriental de la Mer de Champlain.

PHASE FINALE DE SÉDIMENTATION DE MARÉE DANS DES BAIES PROTÉGÉES

La phase marine finale (fig. 10) est représentée par des silts sableux stratifiés et des rythmites de marée contenant des moulages de *Hiattella arctica* et de *Macoma balthica*. Dans un contexte de baies protégées, les ultimes marées indiquent la présence d'eaux salées très tardives par rapport au reste de l'ancien bassin de la Mer de Champlain, inondé par les eaux douces du Lac Lampsilis ou des lacs du Proto-Saint-Laurent (Elson, 1988). Le maintien aussi tardif, au-delà de 9800 BP (après 11,6–10,5 ka), d'eaux salées ou saumâtres exclut la possibilité d'un influx majeur concomitant d'eaux douces provenant du Lac Agassiz. Les unités 2 et 3 de Saint-Nicolas seraient relativement contemporaines de la phase Emerson du Lac Agassiz se déversant vers le Mississippi entre 10 000 et 9500 BP (Teller, 1988), compte tenu des écarts potentiels entre les âges au ^{14}C sur du matériel continental et marin. Le sommet de l'unité 3 de Saint-Nicolas, à 65 m d'altitude, indique que le corridor principal du Saint-Laurent était au moins partiellement comblé de sédiments marins au début de l'Holocène. La vallée actuelle du fleuve, dans la région étudiée, résulte donc de l'encaissement ultérieur du Proto-Saint-Laurent dans les dépôts du Pléistocène et du début de l'Holocène.

CONCLUSION

Le site de Saint-Nicolas représente un gisement marin fossilifère exceptionnel du début de l'Holocène. Les sables de chenaux de marée et les tidalites sommitales sédimentés (unités 2 et 3) entre 10 050 et 9750 BP, ont livré 34 taxons différents d'invertébrés (bryozoaires, cirripèdes, brachiopode, gastropodes, bivalves, échinoïdés) et 11 taxons de vertébrés (dont 5 taxons de poissons, 3 taxons d'oiseaux et 3 de mammifères), sans compter la microfaune, le contenu sporopollinique et les macrorestes végétaux. Il permet de reconstituer en partie la séquence des paléoenvironnements qui se sont succédé à l'entrée de la Mer de Champlain, depuis la déglaciation jusqu'à l'émergence complète attribuable au relèvement glacio-isostatique.

Deux datations comparées entre des coquilles marines et du bois permettent d'évaluer le vieillissement des âges calculés à $\delta^{13}\text{C} = 0\%$ des coquilles de la Mer de Champlain par rapport au matériel terrestre. Ce vieillissement est de l'ordre de 350 ans et pourrait probablement s'appliquer (plutôt comme valeur minimale) à toutes les datations de la Mer de Champlain.

L'analyse de ce site, conjointe à celle d'autres sites des environs de Québec et des données géochimiques et chronologiques de sites de la partie orientale du bassin de la Mer de Champlain, révèle que le système paléoenvironnemental à l'entrée de la Mer de Champlain est caractérisé par une très grande variabilité des milieux au même moment et par une évolution complexe dans le temps. Les faciès sédimentaires évoluent en fonction de la profondeur de l'eau et du contexte local. Les témoins des phases les plus précoces de l'invasion marine dans cette région restent très rares et d'âge ambigu. Une phase de colonisation en eaux profondes par des communautés de *Balanus hameri* commence relativement tardivement, vers 11 400 BP et se prolonge jusque vers 10 900 BP ou 10 600 BP (site de Saint-Alban). Les fragments de *Balanus hameri* sont fréquemment repris dans des dépôts glaciomarins ou des tills d'entraînement, ainsi que dans des unités glaciomarines distales ou dans la zone inférieure des unités marines. Comme conséquence du relèvement glacio-isostatique, le seuil de Québec s'est ensuite transformé en détroit peu profond par où les eaux de fonte de l'Inlandsis laurentidien ont transité. Une lacune de sédimentation de plusieurs siècles est observée dans les sites situés dans l'axe du détroit, entre environ 11 000 BP et 10 050 BP, tandis que la sédimentation marine est continue dans les sites plus éloignés de l'axe. La lacune résulte de plusieurs processus et événements : une éventuelle crue glaciaire dont l'étendue reste à définir, de forts courants qui empêchent la décantation des argiles, l'érosion par des chenaux de marée et le remaniement des unités marines émergées par le relèvement glacio-isostatique. Le détroit de Québec, entre Pont-Rouge et l'aval de l'île d'Orléans, formait un seuil de 80 km de long constellé par un archipel d'îles allongées. Les eaux marines ont traversé ce seuil jusque vers 9750 BP, pendant une phase de relèvement isostatique ralenti et une phase de remontée eustatique rapide, dans des conditions climatiques interglaciaires.

REMERCIEMENTS

Les auteurs aimeraient remercier messieurs Langlois et Paquet pour l'autorisation de travailler à la sablière de Saint-Nicolas, Michel Bouchard et Jean-Pierre Guilbault pour leur aide sur le terrain, Darlene Balkwill et Evelyne Cossette pour l'accès respectif aux collections ostéologiques du Musée canadien de la nature (Ottawa) et de l'Ostéothèque (Université de Montréal), messieurs Rodrigue Ricard et Bob Boisvert, qui ont permis l'étude de spécimens dans leurs collections respectives, ainsi que les membres du Musée de paléontologie et de l'évolution, en particulier Nathalie Daoust, qui ont participé aux fouilles paléontologiques. Ils remercient également Pierre J. H. Richard, du Laboratoire de paléophytogéographie et de palynologie de l'Université de Montréal, qui a analysé et interprété le contenu sporopollinique des unités de Saint-Nicolas, Gilbert Delisles, du GÉOTOP, qui a fourni une grande partie des analyses géochimiques, Jean-Claude Dionne, de l'Université Laval, qui a mis à notre disposition ses données originales sur l'estuaire du Saint-Laurent et contribué à mieux intégrer les données régionales, et Andrée Bolduc, du Centre géoscientifique de

Québec, qui a contribué à l'amélioration de l'article. Cette recherche a été en partie financée par le CRSNG, le FCAR du Québec et le Musée canadien de la nature.

RÉFÉRENCES

- Abbott, R.T., 1974. *American Seashells*. Second edition, Van Nostrand Reinhold, Toronto, 663 p.
- Ami, H.M., 1900. Geology of cities in eastern Canada. *Proceedings and Transactions of the Royal Society of Canada*, 2nd series, 6 : 125-174.
- Bellrose, F.C., 1978. *Ducks, Geese & Swans of North America*. Stackpole Books, Harrisburg (Penn.), 540 p.
- Bigg, M.A., 1981. Harbour Seal - *Phoca vitulina* Linnaeus, 1758 and *Phoca largha* Pallas, 1811, p. 1-27. In S.H. Ridgway et R.J. Harrison, édité., *Handbook of Marine Mammals*. Volume 2. Seals. Academic Press, New York, 359 p.
- Birkhead, T.R. et Nettleship, D.N., 1980. Census methods for murre, *Uria* species : A unified approach. *Canadian Wildlife Service, Occasional Paper*, 43, 23 p.
- Bouchard, M.A., Harington, C.R. et Guilbault, J.-P., 1993. First evidence of walrus (*Odobenus rosmarus* L.) in Late Pleistocene Champlain Sea sediments, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 : 1715-1719.
- Bousfield, E.L., 1964. *Canadian Atlantic Sea Shells*. National Museums of Canada, Ottawa, 89 p.
- Brodie, P.F., 1989. The White Whale – *Delphinapterus leucas* (Pallas, 1776), p. 119-144. In S.H. Ridgway et R.J. Harrison, édité., *Handbook of Marine Mammals*. Volume 4. River Dolphins and the Larger Toothed Whales. Academic Press, San Diego, 442 p.
- Cayer, D., 1999. Paléogéographie de la région de St-Nicolas, Québec, basée sur des analyses sédimentologiques. Mémoire de baccalauréat, Université Laval, 71 p.
- Cronin, T.M., 1976. An Arctic foraminiferal fauna from Champlain Sea deposits in Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13 : 1678-1682.
- _____, 1977. Champlain Sea Foraminifera and Ostracoda : A systematic and paleoecological synthesis. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 107-122.
- _____, 1979a. Foraminifer and ostracod species diversity in the Pleistocene Champlain Sea of the St. Lawrence Lowlands. *Journal of Paleontology*, 53 : 233-244.
- _____, 1979b. Late Pleistocene benthic foraminifers from the St. Lawrence Lowlands. *Journal of Paleontology*, 53 : 781-814.
- Cummings, D., 1999. *Sedimentology of Deglacial Deposits Between Pointe St. Nicolas and Rivière du Chêne, Québec City Area*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 140 p.
- Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional systems, p. 195-218. In R.G. Walker et N.P. James, édité., *Facies Models : Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 409 p.
- Dawson, J.W., 1857. On the newer Pliocene and post Pliocene deposits of the vicinity of Montreal, with notices of fossils recently discovered in them. *The Canadian Naturalist and Geologist*, 2 : 401-426.
- _____, 1893. *The Canadian Ice Age*. Dawson Brothers, Montréal, 301 p.
- Dionne, J.-C., 1971. Mollusques pléistocènes du Québec III : Diverses localités. *Environnement Canada, Centre de Recherches forestières des Laurentides, Québec, Rapport d'information Q - F - X - 22*, 59 p.
- _____, 1988. Holocene relative sea-level fluctuations in the St. Lawrence estuary, Québec, Canada. *Quaternary Research*, 29 : 233-244.
- _____, 1990. Observations sur le niveau marin relatif à l'Holocène, à Rivière-du-Loup, estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44 : 43-53.
- _____, 1996. La basse terrasse à Petite-Rivière (Charlevoix, Québec) : un exemple d'activité néotectonique à l'Holocène. *Géographie physique et Quaternaire*, 50 : 311-330.
- Dionne, J.-C. et Occhietti, S., 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50 : 5-34.
- Elliott, T., 1991. Siliciclastic Shorelines, p. 155-188. In H.G. Reading, édité., *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 p.
- Elson, J.A., 1969. Radiocarbon dates, *Mya arenaria* phase of the Champlain Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 : 367-372.
- _____, 1988. Early Holocene Waters in the St. Lawrence Lowland : A Summary, p. 277-280. In N.R. Gadd, édité., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Fay, F.H., 1981. Walrus - *Odobenus rosmarus* (Linnaeus, 1758), p. 1-23. In S.H. Ridgway et R.J. Harrison, édité., *Handbook of Marine Mammals*. Volume 1. The Walrus, Sea Lions, Fur Seals and Sea Otter. Academic Press, New York, 235 p.
- Frost, K.J. et Lowry, L.F., 1981. Ringed, Baikal and Caspian seals - *Phoca hispida* Schreber, 1775 ; *Phoca sibirica* Gmelin, 1788 and *Phoca caspica* Gmelin, 1788, p. 29-53. In S.H. Ridgway et R.J. Harrison, édité., *Handbook of Marine Mammals*. Volume 2. Seals. Academic Press, New York, 359 p.
- Gadd, N.R., 1971. Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowlands, with selected passages from an unpublished manuscript : The St. Lawrence Lowlands, by J. W. Goldthwait. Geological Survey of Canada, Memoir 359, 153 p.
- _____, édité., 1988. *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Gadd, N.R., LaSalle, P., MacDonald, B.C., Shiels, W.W. et Dionne, J.-C., 1972. Géologie et géomorphologie du Quaternaire dans le Sud du Québec. *Livret-guide d'excursion C-44, 24^e congrès international de géologie, Montréal*, 70 p.
- Gagnon, M., 1994. Cartographie, lithostratigraphie et paléogéographie des dépôts quaternaires de la région de Saint-Raymond-de-Portneuf. *Rapport de maîtrise, Université du Québec à Montréal*, 69 p.
- Gaston, A.J. et Jones, I.L., 1998. *The Auks. Alcidae*. Oxford University Press, New York, 349 p.
- Gaston, A.J., Cairns, D.K., Elliot, R.D. et Noble, D.G., 1985. A natural history of Digges Sound. *Canadian Wildlife Service, Report Series*, 46, 61 p.
- Godfrey, W.E., 1979. *The Birds of Canada*. National Museums of Canada, Ottawa, 428 p.
- Guilbault, J.-P., 1980. A stratigraphic approach to the study of late-glacial Champlain Sea deposits with the use of Foraminifera. *Thèse de doctorat, Aarhus University*, 294 p.
- _____, 1993. Quaternary foraminiferal stratigraphy in sediments of the eastern Champlain Sea basin, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 47 : 43-68.
- Harington, C.R., 1977. Marine mammals in the Champlain Sea and the Great Lakes. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 288 : 508-537.
- _____, 1981. Whales and seals of the Champlain Sea. *Trail & Landscape*, 15 : 1-56.
- _____, 1983. Significance of the fossil locality at Green Creek, Ontario. *Trail & Landscape*, 17 : 164-178.
- _____, 1988. Marine mammals of the Champlain Sea, and the problem of whales in Michigan, p. 225-240. In N.R. Gadd, édité., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Harington, C.R. et Occhietti, S., 1980. Pleistocene Eider Duck (*Somateria cf. mollissima*) from Champlain Sea deposits near Shawinigan, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 : 239-245.
- _____, 1988. Inventaire systématique et paléoécologie des mammifères marins de la Mer de Champlain (fin du Wisconsinien) et de ses voies d'accès. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 45-64.
- Hétu, B., Occhietti, S., Richard, P.J.H. et Larouche, A.C., 1995. Dépôts de versant pléistocènes associés aux Rythmites du Saint-Maurice, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 49 : 275-289.
- Hillaire-Marcel, C., 1977. Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 81-106.

- _____. 1979. Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 293 p.
- _____. 1980. Les faunes des mers post-glaciaires du Québec : quelques considérations paléocéologiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 : 3-59.
- _____. 1981. Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35 : 35-119.
- _____. 1988. Isotopic composition (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C) of biogenic carbonates in Champlain Sea sediments, p. 177-194. In N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Hitchcock, C.H., 1861. Geology of Vermont. 1, p. 55-191. In E. Hitchcock, éd., *Report on the Geology of Vermont*. A. D. Hager, Claremont, 2 vol., 558 p.
- Karrow, P.F., 1957. Pleistocene Geology of the Grondines Map-area, Québec. Thèse de doctorat, University of Illinois, Urbana, 123 p.
- Lanoie, J., 1995. Les écoulements glaciaires du Wisconsinien supérieur en Charlevoix occidental. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 83 p.
- LaSalle, P., 1974. Géologie des dépôts meubles de la région de Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec, Dossier public 249, 13 p.
- _____. 1978. Géologie des sédiments de surface de la région de Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV-565, 22 p.
- LaSalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce – Mont Notre-Dame – Parc des Laurentides. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DPV-516, 74 p.
- LaSalle, P. et Shilts, W.W., 1993. Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas*, 22 : 25-37.
- Leeder, M.R., 1991. *Sedimentology : Process and Product*. HarperCollins Academic, Londres, 344 p.
- Logan, W.E., 1863. *Geology of Canada*. Geological Survey of Canada. Dawson Brothers, Montréal, 1043 p.
- Lowdon, J.A. et Blake, W., Jr., 1979. Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates XIX. Geological Survey of Canada, Paper 79-7, 58 p.
- Macpherson, E., 1971. The marine molluscs of arctic Canada. National Museums of Canada, Publications on Biological Oceanography, 3, 149 p.
- McAllister, D.E., Harrington, C.R., Cumbaa, S.L. et Renaud, C.B., 1988. Paleoenvironmental and biogeographic analyses of fossil fishes in peri-Champlain Sea deposits in eastern Canada, p. 241-258. In N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- McNeely, R. et Jorgensen, P.K., 1993. Geological Survey of Canada. Radiocarbon Dates XXXI. Geological Survey of Canada, Paper 91-7, 85 p.
- Occhietti, S., 1976. Dépôts et faits quaternaires du Bas-St-Maurice, Québec (2^e partie). Commission géologique du Canada, Étude 76-1C, 3 p.
- _____. 1980. Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques. Université du Québec à Trois-Rivières. *Paléo-Québec*, 10, 218 p.
- Occhietti, S. et Hillaire-Marcel, C., 1982. Les paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 500 et 9000 BP. Colloque Milieux glacio-marins actuels et passés, Congrès de l'ACFAS, Montréal : Résumés, 49 : 136.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 215-246.
- _____. 1999. Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 117-2135.
- Reineck, H.-E. et Singh, I.B., 1975. *Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics*. Springer-Verlag, New York, 439 p.
- Richard, P.J.H., 1977. Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 161-176.
- Richards, H.G., 1962. Studies on the marine Pleistocene. Part II : The marine Pleistocene mollusks of eastern North America. *Transactions of the American Philosophical Society*, 52, 141 p.
- Ridge, J.C., Besonen, N.R., Brochu, M., Brown, S., Callahan, J.W., Cook, G.J., Nicholson, R.S. et Toll, N.J., 1999. Varve, paleomagnetic, and ^{14}C chronologies for late Pleistocene events in New Hampshire and Vermont. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 79-106.
- Rodrigues, C.G., 1992. Successions of invertebrate microfossils and the Late Quaternary deglaciation of the central St. Lawrence Lowlands, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, 11 : 503-534.
- Rodrigues, C.G. et Richard, S.H., 1983. Late glacial and postglacial macrofossils from the Ottawa-St-Lawrence Lowlands, Ontario and Québec. Geological Survey of Canada, Paper 83-1A : 371-379.
- Samson, C., Barette, L., LaSalle, P. et Fortier, J., 1977. Quebec radiocarbon measurements I. *Radiocarbon*, 19 : 96-100.
- Scott, W.B. et Scott, M.G., 1988. Atlantic fishes of Canada. *Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences*, 219, 731 p.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35 : 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v. d. Plicht, J. et Spurk, M., 1998a. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 – 0 cal BP. *Radiocarbon*, 40 : 1041-1083.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. et Braziunas, T.F., 1998b. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40 : 1127-1151.
- Teller, J.T., 1988. Lake Agassiz and Its Contribution to Flow Through the Ottawa - St. Lawrence System, p. 281-289. In N.R. Gadd, éd., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Thompson, B., Fowler, B.K. et Dorion, C.C., 1999. Deglaciation of the northwestern White Mountains, New Hampshire. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 : 59-77.
- Upham, W., 1895. Late glacial or Champlain subsidence and reevaluation of the St. Lawrence River basin. *American Journal of Science*, 49 : 1-18.
- Vladykov, V.D. et Tremblay, J.-L., 1936. Nouvelles espèces de Lycodes (Pisces, Zoarcidae) du Saint-Laurent et révision de toutes les espèces du même genre de l'Atlantique occidentale. *Fauna et Flora Laurentiana*, 1, 45 p.
- Wagner, F.J.E., 1967. Published references to Champlain Sea faunas 1837-1966 and list of fossils. Geological Survey of Canada, Paper 67-16, 82 p.
- _____. 1968. Illustrated check-list of marine Pleistocene invertebrate fossils of Québec. *Le Naturaliste canadien, Éditions spéciales du centenaire*, 95 : 1409-1433.
- _____. 1970. Faunas of the Pleistocene Champlain Sea. Geological Survey of Canada, Bulletin 181, 104 p.
- _____. 1984a. Fossils of Ontario Part 2 : Macroinvertebrates and vertebrates of the Champlain Sea with a listing of nonmarine species. Royal Ontario Museum, Life Sciences Miscellaneous Publications, 64 p.
- _____. 1984b. Illustrated catalogue of the Mollusca (Gastropoda and Bivalvia) in the Atlantic geoscience centre index collection. Geological Survey of Canada, Ottawa, 76 p.
- Woodworth, J.B., 1905. Ancient water levels of the Champlain and Hudson valleys. *New York State Museum, Bulletin* 84, 265 p.