

Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec

Carbon and oxygen isotopes in the post-glacial seas of Québec

Claude Hillaire-Marcel

Volume 31, numéro 1-2, 1977

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/1000056ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/1000056ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Hillaire-Marcel, C. (1977). Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), 81–106. <https://doi.org/10.7202/1000056ar>

Résumé de l'article

Les analyses préliminaires des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des faunes, sédiments et concrétions calcaires ont permis de définir les domaines respectifs de composition de chacune des mers post-glaciaires du Québec. Si les mers de Goldthwait, d'Iberville et de Tyrrell ont des compositions voisines de celles des mers arctiques actuelles, les bassins fermés, telle la mer de Champlain, s'en écartent considérablement. La contribution des eaux de fonte de la glace, et plus généralement des eaux continentales, engendre des compositions isotopiques très négatives. Les variations de composition dues à ce facteur masquent, par leur amplitude, celles que l'on pourrait attribuer à d'éventuelles variations des températures moyennes des eaux. Des écarts de composition isotopique apparaissent systématiquement entre les faunes très littorales et celles d'eaux plus profondes. Ils traduisent l'existence des couches d'eaux de salinité et de température différentes. Une parenté de composition isotopique d'ensemble apparaît entre la mer de Champlain et l'actuelle baie de James. On peut donc y supposer des conditions hydrologiques voisines. Enfin, l'existence de compositions isotopiques homogènes dans les concrétions calcaires de chacun des bassins démontre que la plupart des concrétions sont diagénétiques hâtives. L'ensemble de ces données nous conduit à envisager également l'existence, au moins en profondeur, d'eaux plus ou moins déficitaires en ^{14}C dans la plupart des bassins marins. Par conséquent des âges ^{14}C coquilles trop grands, par rapport à ceux obtenus sur des végétaux continentaux en équilibre isotopique direct avec le ^{14}C atmosphérique, pourront en découler.

LES ISOTOPES DU CARBONE ET DE L'OXYGÈNE DANS LES MERS POST-GLACIAIRES DU QUÉBEC*

Claude HILLAIRES-MARCEL, Département des Sciences de la Terre, Université du Québec à Montréal, c.p. 8888, Montréal, Québec

RÉSUMÉ Les analyses préliminaires des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des faunes, sédiments et concrétions calcaires ont permis de définir les domaines respectifs de composition de chacune des mers post-glaciaires du Québec. Si les mers de Goldthwait, d'Iberville et de Tyrrell ont des compositions voisines de celles des mers arctiques actuelles, les bassins fermés, telle la mer de Champlain, s'en écartent considérablement. La contribution des eaux de fonte de la glace, et plus généralement des eaux continentales, engendre des compositions isotopiques très négatives. Les variations de composition dues à ce facteur masquent, par leur amplitude, celles que l'on pourrait attribuer à d'éventuelles variations des températures moyennes des eaux. Des écarts de composition isotopique apparaissent systématiquement entre les faunes très littorales et celles d'eaux plus profondes. Ils traduisent l'existence des couches d'eaux de salinité et de température différentes. Une parenté de composition isotopique d'ensemble apparaît entre la mer de Champlain et l'actuelle baie de James. On peut donc y supposer des conditions hydrologiques voisines. Enfin, l'existence de compositions isotopiques homogènes dans les concrétions calcaires de chacun des bassins démontre que la plupart des concrétions sont diagénétiques hâtives. L'ensemble de ces données nous conduit à envisager également l'existence, au moins en profondeur, d'eaux plus ou moins déficitaires en ^{14}C dans la plupart des bassins marins. Par conséquent des âges ^{14}C coquilles trop grands, par rapport à ceux obtenus sur des végétaux continentaux en équilibre isotopique direct avec le ^{14}C atmosphérique, pourront en découler.

ABSTRACT *Carbon and oxygen isotopes in the post-glacial seas of Québec.* Preliminary investigations of isotopic compositions of faunas, sediments and calcareous concretions from the post-glacial seas of Québec, permitted to define an average range of composition for each of them. The Goldthwait, Iberville and Tyrrell seas have compositions similar to those presently found in Arctic waters. On the contrary, closed basins, such as the Champlain Sea, show marked negative compositions which can be attributed to influx of melt-water and more generally, continental waters. The amplitude of the variations due to that factor masks isotopic changes brought about by temperature fluctuations. Systematic differences of composition exist between shallow and deep water faunas. Those can be related to the presence of water layers which have different salinity and temperature. The similarities in the isotopic composition range between the Champlain Sea and the present James Bay tend to indicate a gross similar hydrological system. Finally, the homogeneity of isotopic composition of calcareous concretions in each basin show that most of the concretions are formed shortly after deposition of the sediments. In addition, the isotopic data suggest that waters, at least the deeper waters, have a deficit in ^{14}C in most marine basins. This would yield greater ^{14}C ages for shells, compared to those obtained with continental wood in isotopic equilibrium with the atmosphere.

РЕЗЮМЕ Изотопы углерода и кислорода в послеледниковых морях Квебека. Предварительные анализы составов изотопов углерода и кислорода фауны дали нам возможность описать соответствующую область состава каждого послеледникового моря. Если море Голдтуейт, Дибераилль и Турелл сходные современным арктическим морям по составу то закрытые бассейны, примером которых служит море Шамплен, значительно уклоняются. Наличие материковых вод как и вод от таяния льдов, порождает очень отрицательный состав изотопов. Изменения состава возникающие от этого фактора маскируют своей амплитудой, те которые можно было бы приписать возможным изменениям средней температуры вод. Уклонение в изотопном составе от фауны в более глубоких водах систематически находится в фауне у берегов. Эти уклонения объясняются наличием слоев разного солевого содержания и температуры. Есть сходство между морем Шамплен и современным заливом Джеймс если смотреть на изотопный состав в целом. И так можно полагать, что существовали близкие гидрологические условия, за исключением подробностей. Таким образом наличие однородных составов изотоп в известковых туфах каждого бассейна доказывает, что большая часть конкреций образовалась сразу после осадкообразования. Совокупность этих данных даёт нам возможность предвидеть также в большинстве из морских бассейнов существование, хотя бы в глубине, вод дефицитных в радиоуглероде. Принимая это во внимание, возраст раковин установленный радиоуглеродом может оказаться слишком древним по сравнению с результатами полученными от материковой растительности в прямом изотопном равновесии с углеродом атмосферы.

* Projet de recherches financé par le ministère de l'Éducation du Québec.

INTRODUCTION

Les mers épicontinentales post-glaciaires (tabl. I) qui recouvrirent environ 220 000 km² (ELSON, 1969) du territoire québécois, forment un ensemble peu homogène d'un point de vue géochimique, si on les compare aux bassins océaniques ouverts. Divers facteurs purent introduire des anomalies de composition isotopique de l'eau et, par conséquent, des faunes qui y vécurent ou des sédiments qui s'y déposèrent. Entre autres, les eaux de fonte de l'inlandsis en voie de dislocation enrichirent en isotopes légers l'oxygène de l'eau, comme le carbone des ions en solution dans l'eau (EPSTEIN et MAYEDA, 1953); tandis que la circulation, en profondeur, d'eaux plus salées en provenance de l'Atlantique, pouvait s'accompagner d'une décroissance radioactive du ¹⁴C et donc conduire à une activité anormalement basse de ce dernier, dans l'eau (FONSELIUS et OSTLUND, 1959; BUDDEMEIER *et al.*, 1972; MANGERUD et FULLIKSEN, 1975). Ces anomalies purent prendre une certaine importance dans les bassins les plus fermés tels la mer de Champlain et le golfe de Laflamme (fig. 1). Deux conséquences sont prévisibles. Bien que très classique dans les milieux marins, l'étude des paléotempératures isotopiques (UREY, 1947; CRAIG, 1965; LÉTOLLE, 1972; FONTES et POUCHAN, 1975), à partir des rapports ¹⁸O/¹⁶O et ¹³C/¹²C dans les carbonates, s'accompagnera ici de sérieuses difficultés. De façon identique, les âges ¹⁴C des faunes ne traduiront pas forcément l'activité du ¹⁴CO₂ atmosphérique du moment.

Afin de définir les domaines de compositions isotopiques de l'eau et des carbonates de ces mers, dans l'espoir de recueillir des informations paléoclimatiques,

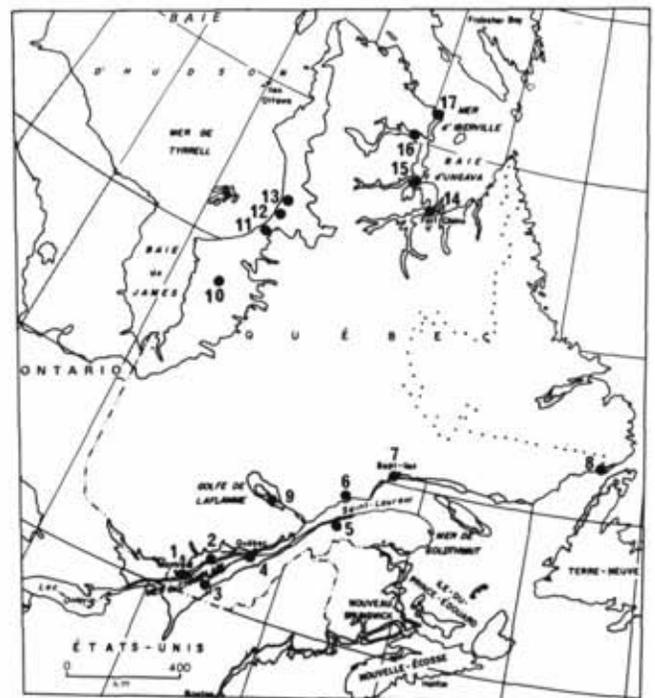


FIGURE 1. Extension maximale des mers post-glaciaires de l'Est du Canada (modifiée d'après PREST, 1969) et localisation des principales régions échantillonnées. 1) Montréal; 2) Mauricie; 3) Montérégienne; 4) Québec; 5) Trois-Pistoles; 6) Baie-Saint-Paul; 7) Sept-Îles; 8) Blanc-Sablon; 9) Chicoutimi; 10) route de la baie de James; 11) Poste-de-la-Baleine; 12) petite rivière de la Baleine; 13) golfe de Richmond; 14) Fort-Chimo; 15) baie aux Feuilles; 16) Payne; 17) baie du Diana.

Maximum extent of the post-glacial seas in Eastern Canada (modified from PREST, 1969).

TABLEAU I

Nom, localisation et âge des principaux bassins post-glaciaires
Name, location and age of major post-glacial seas

| Nom du bassin marin | localisation des terres immergées | début de la transgression | exondation |
|--|--|--|---------------------------|
| Mer de Goldthwait (ELSON, 1969) | Golfe du St-Laurent | 13 500 BP (rive sud (DIONNE, 1972) | |
| Mer de Champlain (HITCHCOCK, 1861 in GADD, 1964) | Vallées du St-Laurent, de l'Outaouais et lac Champlain | 12 500 ans BP (HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI, 1976) | 9 800 ans BP <i>ibid.</i> |
| Golfe de Laflamme (LAVERDIÈRE et MAILLOUX, 1956) | Vallée du Saguenay et lac Saint-Jean | 10 000 ans BP (HILLAIRE-MARCEL et OCCHIETTI, 1976) | 8500 ans BP <i>ibid.</i> |
| Mer d'Iberville (LAVERDIÈRE et BERNARD, 1969) | Baie d'Ungava et détroit d'Hudson | | |
| Mer de Tyrrell (LEE, 1960) | Baie d'Hudson | 8100 ans BP (HILLAIRE-MARCEL, 1976) | |

sinon «paléohydrologiques», nous avons entrepris l'analyse systématique de 400 échantillons de faunes ou sédiments provenant d'une centaine de sites répartis dans les diverses régions du Québec, qui furent submergées à la fin du Wisconsinien. Pour des fins de comparaison, une centaine d'échantillons des mers bordières actuelles de l'est du Canada ont été prélevés pour être également analysés.

Environ 200 analyses ont déjà été effectuées. À défaut, comme nous l'aurions souhaité, de donner un panorama exhaustif des caractéristiques isotopiques de ces mers, elles permettent d'en dresser une première esquisse. Nous souhaiterions donc que l'on considère ce travail comme une étape préliminaire, et si parfois nos conclusions manquent de fermeté, parce que des données sont encore manquantes, le lecteur voudra bien nous en excuser.

La géochimie isotopique du milieu marin, incluant les problèmes de la paléothermométrie et des paléo-environnements isotopiques, est un champ d'étude suffisamment connu aujourd'hui pour que nous ne revenions pas sur les aspects historiques des méthodes ou techniques et interprétations, qui l'accompagnent. Des ouvrages de synthèse (BOWEN, 1966; PILOT, 1970; HOEFS, 1973) existent dans la littérature, ainsi que nombre d'articles parfois exhaustifs, tels ceux de McCREA (1950), CRAIG (1953 *et p.*), EPSTEIN et MAYEDA (1953), CLAYTON et DEGENS (1959), KEELING (1961), KEITH *et al.* (1964), SHACKLETON (1967), BOTTINGA (1968), FONTES (1971), LÉTOLLE (1966 *et p.*), DUPLESSY (1972). Le radiocarbone a fait l'objet d'autant, sinon de plus nombreuses monographies; depuis les travaux de LIBBY (1955), les éditions successives des *Proceedings of International Radiocarbon Dating Conferences* permettent de faire le point sur le sujet. Localement, nous connaissons tous les publications annuelles depuis DYCK et FYLES (1962), du laboratoire de radiochronologie de la Commission géologique du Canada.

Devant une aussi abondante littérature, on pourrait supposer que la géochimie isotopique des mers récentes du Québec est bien documentée. Pour se convaincre du contraire, il suffit de consulter les quelques travaux isolés qui s'y rapportent ou y font allusion (WAGNER, 1970; HILLAIRE-MARCEL, 1973; ANDREWS, 1973): compte tenu du grand nombre de variables intervenant, seule une étude systématique des divers bassins, à partir du plus grand nombre possible d'échantillons, peut permettre de tirer des conclusions paléohydrologiques fines. C'est donc l'entreprise que nous nous sommes fixée et dont nous vous présentons, ci-après, un état d'avancement des travaux.

ÉCHANTILLONS ÉTUDIÉS ET LOCALISATION DES SITES

1. LES FAUNES

Les principales régions échantillonnées sont signalées sur la figure 1.

Pour interpréter raisonnablement les données géochimiques, une bonne connaissance stratigraphique des sites est impérative. De plus, l'étude sédimentologique des sédiments et paléoécologique des faunes doit précéder l'analyse isotopique. Nous nous sommes donc efforcé d'échantillonner des sites déjà étudiés en ce sens et si possible datés par le ^{14}C . Lorsque les données stratigraphiques manquaient, nous avons comblé, au mieux de nos possibilités, cette lacune.

Ainsi, la mer de Goldthwait (ELSON, 1969) a été échantillonnée, sur la rive sud de l'estuaire du Saint-Laurent, dans la région de Trois-Pistoles, étudiée de façon détaillée par DIONNE (1972). La rive nord, moins bien connue, nous a conduits dans la région de Sept-Îles (HILLAIRE-MARCEL et BOUTRAY, 1974) où nous avons complété les travaux de DREDGE (1970), malheureusement inédits, ainsi que dans l'enclave marine de Blanc-Sablon (BOUTRAY et HILLAIRE-MARCEL, 1977) à la frontière du Labrador terre-neuvien.

Les sites fossilifères de la mer de Champlain (HITCHCOCK, 1861, *in* GADD, 1964) ont été inventoriés par de nombreux chercheurs. Depuis les travaux de BAYFIELD (1837), DAWSON (1857), GOLDTHWAIT (1913), WHITTAKER (1922), GOLDRING (1922), GADD (1960 *et p.*), WAGNER (1967 *et p.*), ELSON (1969), LASALLE (1966), pour ne citer que les principaux, les données stratigraphiques et paléoécologiques abondent. Provenant donc de sites déjà connus ou de nouveaux que nous avons nous-même étudiés (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1973 *et p.*), une centaine d'échantillonnages ont pu être replacés dans leur contexte paléogéographique, pour faire de la mer de Champlain, l'exemple géochimique type des bassins fermés.

Dans le golfe de Laflamme (LAVERDIÈRE et MAILLOUX, 1956), nous avons retenu les sites signalés par DIONNE (1968 *et p.*); tandis que dans la mer d'Iberville (LAVERDIÈRE et BERNARD, 1969), peu connue, nous avons dû étudier plusieurs sites (GANGLOFF *et al.*, 1976; BOUTRAY et HILLAIRE-MARCEL, 1977) s'étendant entre le cap Hopes Advance au nord et Fort-Chimo au sud.

Enfin, dans la mer de Tyrrell (LEE, 1960), nous avons échantillonné les régions pour lesquelles nous disposions de données stratigraphiques: Poste-de-la-Baleine (HILLAIRE-MARCEL et BOUTRAY, 1975), golfe de Richmond (HILLAIRE-MARCEL, 1976) et est de la baie de James (HARDY, 1976).

Des prélèvements de faunes actuelles ont eu lieu dans le golfe du Saint-Laurent, entre les rivières Moisie et Sainte-Marguerite, au nord, et entre Saint-Jean-Port-Joli et Cacouna, au sud; dans le détroit d'Hudson (île du Diana et poste esquimau de Koartac) et la baie d'Hudson, à Poste-de-la-Baleine.

Enfin, dans la baie d'Hudson également, nous avons recueilli plusieurs populations actuelles au golfe de Richmond qui présente les conditions hydrologiques d'un bassin fermé, et peut donc servir d'élément de comparaison avec la mer de Champlain ou le golfe de Laflamme.

2. LES SÉDIMENTS

Les pourcentages de carbonates (en cours d'analyse isotopique) sont très variables dans les argiles des diverses mers post-glaciaires: atteignant par exemple 10% (BOUTRAY, 1974) dans certains sites de la mer de Champlain, ils excèdent rarement 2% dans ceux de l'est de la mer de Tyrrell (HILLAIRE-MARCEL et PREDA, 1974).

Toutefois, dans la plupart des argiles glacio-marines ou franchement marines, nous avons recueilli des concrétions calcaires qui nous ont paru mériter une attention particulière (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1975). Nous avons donc analysé des échantillons provenant des mers de Champlain, de Goldthwait et de Tyrrell.

Afin de comprendre la genèse de ces concrétions, nous avons cru bon de généraliser leur étude à celles provenant des lacs glaciaires (HILLAIRE-MARCEL, 1977). Ainsi, les varves du lac wisconsinien de Deschailons (KARROW, 1957), celles des lacs post-glaciaires de Barlow-Ojibway (HUGHES, 1955) ou de Pika (CAILLEUX et DIONNE, 1972), ont fourni plusieurs échantillonnages.

3. CHOIX DES ESPÈCES FOSSILES ANALYSÉES

WAGNER (1968) a dénombré 269 espèces dans l'ensemble des mers post-glaciaires du Québec. Nous n'avons toutefois analysé qu'une cinquantaine d'entre elles, pour la plupart des Mollusques (Gastéropodes et Lamellibranches) ou des Crustacés (Balanomorphes).

Plusieurs raisons nous ont incité à limiter le nombre d'espèces. Si, en principe, on peut admettre un fractionnement isotopique uniforme chez la plupart des Mollusques, il existe néanmoins des écarts entre certaines espèces (LÉTOLLE, 1972). Il était donc impératif, pour permettre des comparaisons, d'analyser les espèces que l'on rencontre le plus fréquemment dans les mers froides et plus ou moins saumâtres. En règle générale, les espèces euryhalines ont eu notre préférence. Toutefois, il fallait encore disposer de données écologiques les concernant, aussi complètes que possible, afin de tirer un maximum d'information des

compositions isotopiques. Nous avons donc analysé de préférence les espèces caractéristiques des communautés benthiques les mieux connues. Ainsi, *Portlandia arctica*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Astarte montagui*, *Hiatella arctica*, *Mytilus edulis*, *Macoma balthica* et *Mya arenaria* reviennent le plus fréquemment dans les échantillonnages de Lamellibranches, tandis que notre choix s'est limité à *Balanus hameri* et *Balanus crenatus*, parmi les Cirripèdes.

La plupart de ces espèces sont dominantes ou caractéristiques dans les communautés que l'on rencontre dans les mers quaternaires du Québec.

MÉTHODE D'ANALYSE ET EXPRESSION DES RÉSULTATS

Pour chaque espèce recueillie dans un site déterminé, il est nécessaire de disposer d'un échantillonnage assez large. En effet la composition isotopique d'une population monospécifique montre une allure gaussienne (TOGLIATTI, 1965; GRAZZINI, 1966). Un minimum de trois coquilles est donc nécessaire pour obtenir une mesure significative (LÉTOLLE, 1972). Lorsque c'était possible, nous avons broyé finement et homogénéisé le CaCO_3 d'une dizaine de coquilles. Plusieurs facteurs nous ont incité à élargir l'échantillonnage. Nous avons observé, par exemple, des différences de compositions isotopiques assez larges entre des échantillons de petite taille et de grande taille de la même espèce. Il existe parfois, dans des populations pourtant en position de vie dans un même niveau, une distribution multimodale de l'histogramme des tailles (HILLAIRE-MARCEL, 1972a), traduisant un développement variable de l'espèce. Certaines années, les conditions de vie peuvent être suffisamment difficiles pour amener une mortalité larvaire très élevée, tandis que les adultes survivent. Des analyses répétées, dans une même population monospécifique, nous ont montré qu'un échantillonnage de dix individus choisis dans l'éventail des tailles reflétait assez bien la composition isotopique d'ensemble.

Nous avons également tenu compte des différences minéralogiques pouvant exister entre les coquilles de plusieurs espèces. Si chez la plupart des Lamellibranches que nous avons rencontrés, couches externe et interne de la coquille sont en aragonite, il existe des cas isolés, telle *Mytilus edulis*, de double structure: externe calcitique, interne aragonitique. Nous avons observé (tabl. II) des différences de fractionnement isotopique de l'ordre de 0,7‰ entre l'oxygène de l'une et de l'autre forme (différence comparable à celles signalées par TARUTANI *et al.*, 1969).

TABLEAU II

Composition isotopique des faunes fossiles et actuelles
des mers post-glaciaires du Québec
*Isotopic composition of fossilised and living faunas of the
post-glacial seas of Québec*

| Sites | espèces | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | âge ^{14}C des sites | références | |
|-------------------------|----------------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------|--------------|---------------------------|
| <i>Mer de Champlain</i> | | | | | | |
| St-Joseph-du-lac | <i>Mytilus edulis</i> | -0,3 | -5,1 | QU-51 | 11 340 ± 300 | HILLAIRE-MARCEL, 1974 |
| | <i>Balanus crenatus</i> | -0,05 | -1,1 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +1,6 | -1,0 | | | |
| Ste-Thérèse | <i>Balanus hameri</i> (1) | -0,4 | -0,3 | QU-75 | 10 700 ± 210 | HILLAIRE-MARCEL, 1974 |
| | <i>Mytilus edulis</i> | -2,1 | -8,6 | GSC-1941 | 9810 ± 110 | LOWDON & BLAKE, 1975 |
| | <i>Balanus crenatus</i> | -1,1 | -7,5 | GSC-1805 | 11 300 ± 140 | LOWDON & BLAKE, 1975 |
| | <i>Macoma calcarea</i> | -0,2 | +1,2 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | -0,6 | -0,2 | | | |
| | <i>Balanus hameri</i> (2) | -0,4 | +0,9 | | | |
| | <i>Macoma balthica</i> | -3,6 | -9,7 | | | |
| Lachute | <i>Hiatella arctica</i> | +0,6 | -2,8 | QU-74 | 10 430 ± 220 | HILLAIRE-MARCEL, 1974 |
| | <i>Macoma balthica</i> | -0,7 | -1,8 | | | |
| | <i>Balanus crenatus</i> | +0,3 | -1,7 | | | |
| Oka | <i>Macoma balthica</i> | -0,4 | -8,6 | QU-50 | 10 500 ± 270 | HILLAIRE-MARCEL, 1974 |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +1,5 | -1,0 | GrN-2035 | 10 330 ± 100 | ELSON, 1969 |
| | <i>Mytilus edulis</i> | -1,5 | -8,3 | Gif-2107 | 9950 ± 185 | GANGLOFF, 1974 |
| | <i>Mya arenaria</i> | -0,2 | -10,7 | | | |
| Mt Johnson | <i>Macoma balthica</i> | -2,3 | -13,2 | GrN-2032 | 10 450 ± 80 | ELSON, 1969 |
| | <i>Hiatella arctica</i> | -0,5 | -1,4 | | | |
| | <i>Mya arenaria</i> | -1,8 | -14,4 | | | |
| Shawinigan | <i>Macoma balthica</i> | -1,6 | -7,7 | GSC-2101 | 10 300 ± 100 | OCCHIETTI, 1976 |
| | <i>Hiatella arctica</i> | -0,4 | -5,1 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> | -1,4 | -8,1 | | | |
| | <i>Mya arenaria</i> | -0,8 | -7,4 | | | |
| | <i>Balanus crenatus</i> | -2,6 | -7,1 | | | |
| St-Dominique | <i>Macoma balthica</i> | -2,4 | -11,6 | | | |
| | <i>Mya arenaria</i> | -0,9 | -11,4 | | | |
| Rougemont | <i>Macoma balthica</i> | -1,0 | -9,8 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +1,2 | -0,3 | | | |
| St-Rémi | <i>Hiatella arctica</i> | +0,8 | -1,3 | | | |
| | <i>Balanus crenatus</i> | -0,3 | -2,9 | | | |
| Piémont | <i>Portlandia arctica</i> | — | -1,1 | — | 10 300 ± 750 | PARRY, 1963 |
| Yamaska | <i>Mytilus edulis</i> | -1,6 | -5,0 | | | |
| St-Louis-de-Ter. | <i>Balanus hameri</i> (?) | +0,5 | -6,2 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +1,0 | -1,9 | | | |
| | <i>Macoma balthica</i> | -4,5 | -12,2 | | | |
| Terrebonne | <i>Macoma balthica</i> | -5,4 | -9,1 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | -0,7 | -4,0 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> | -2,2 | -8,7 | | | |
| St-Nicolas | <i>Macoma balthica</i> | +0,1 | -5,7 | GSC-1451 | 10 000 ± 150 | GADD <i>et al.</i> , 1972 |
| | <i>Macoma calcarea</i> | -0,4 | -3,2 | GSC-1508 | 9960 ± 150 | GADD <i>et al.</i> , 1972 |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +0,9 | -0,3 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> (total) | -1,8 | -3,4 | | | |
| | <i>Mya arenaria</i> | -1,1 | -8,3 | | | |
| | <i>Astarte montagui wharumi</i> | +0,6 | +2,2 | | | |
| | <i>Serripes groenlandicus</i> | +0,3 | +2,0 | | | |
| | <i>Hemithyris psittacea</i> | +0,1 | -0,9 | | | |
| | <i>Balanus crenatus</i> | +0,1 | +0,2 | | | |
| | <i>Natica clausa</i> | -1,4 | -2,9 | | | |
| | <i>Neptunea despecta tornata</i> | -1,5 | +0,9 | | | |
| | <i>Buccinum terra novae</i> | -0,8 | -1,6 | | | |

| Sites | espèces | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | âge ^{14}C des sites | | références |
|---------------------------------|-----------------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------------|------------------|---------------------------|
| St-Nicolas (suite) | <i>Velutina undata</i> | +0,6 | 0,0 | | | |
| | <i>Buccinum tenue</i> | -1,3 | -0,4 | | | |
| | <i>Epitonium groenlandicum</i> | -0,1 | +2,4 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> (aragonite) | -0,8 | -3,4 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> (calcite) | -2,5 | -4,1 | | | |
| St-Alban | <i>Macoma balthica</i> | -2,6 | -2,7 | GSC-2090 | 10 600 \pm 160 | OCCHIETTI, 1976 |
| | <i>Macoma calcarea</i> | -0,3 | +1,3 | GSC-2150 | 10 200 \pm 90 | OCCHIETTI, 1976 |
| | <i>Portlandia arctica</i> | -2,5 | -1,4 | | | |
| St-Rémi | <i>Balanus hameri</i> | +0,6 | +3,2 | | | |
| | <i>Macoma balthica</i> | -1,6 | -9,1 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +0,8 | -1,3 | | | |
| La Fourche | <i>Mytilus edulis</i> | -1,6 | -8,1 | | | |
| | <i>Balanus crenatus</i> | -0,3 | -2,9 | | | |
| | <i>Portlandia arctica</i> | -2,7 | -2,8 | GSC-1729 | 11 300 \pm 160 | OCCHIETTI, 1976 |
| Charette | <i>Balanus hameri</i> | +0,6 | +3,5 | | | |
| | <i>Macoma balthica</i> | -2,5 | -9,4 | GSC-1444 | 10 100 \pm 150 | GADD <i>et al.</i> , 1972 |
| La Gabelle | <i>Hiatella arctica</i> | +1,0 | -3,0 | GSC-1700 | 10 200 \pm 160 | OCCHIETTI, 1976 |
| | <i>Mya arenaria</i> | -1,9 | -10,3 | | | |
| | <i>Portlandia arctica</i> | -2,1 | +3,7 | GSC-2045 | 11 100 \pm 90 | OCCHIETTI, 1976 |
| Mer de Tyrrell Baie de James | <i>Balanus hameri</i> | +0,3 | +3,8 | | | |
| | <i>Lyonsia arenosa</i> | -0,5 | +3,0 | | | |
| | <i>Macoma calcarea</i> | -0,6 | +2,0 | | | |
| Golfe de Richmond I | <i>Hiatella arctica</i> | +1,4 | +0,4 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> | +0,4 | -1,2 | | | |
| | <i>Mya truncata ovata</i> | +2,0 | +2,0 | | | |
| | <i>Clinocardium ciliatum</i> | -0,1 | +1,5 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +2,0 | +0,6 | I-8364 | 6235 \pm 110 | HILLAIRE-MARCEL, 1976 |
| Golfe de Richmond II | <i>Macoma balthica</i> | +0,4 | -3,0 | GSC-1326 | 4070 \pm 140 | HASELTON (inédit) |
| | <i>Mytilus edulis</i> | +0,8 | -1,7 | | | |
| | <i>Mya truncata ovata</i> | +1,4 | -0,6 | | | |
| Petite riv. Baleine | <i>Portlandia arctica</i> | -2,6 | +2,8 | I-8362 | 6380 \pm 110 | HILLAIRE-MARCEL, 1976 |
| Grande riv. Baleine | <i>Macoma calcarea</i> | -1,2 | +2,9 | I-9005 | 7625 \pm 120 | HILLAIRE-MARCEL, 1976 |
| Mer d'Iberville | | | | | | |
| Île du Diana I | <i>Mya truncata typica</i> | +1,8 | +2,1 | I-9426 | 7220 \pm 115 | |
| | <i>Chlamys islandicus</i> | +1,4 | +1,1 | | | |
| Île du Diana II | <i>Macoma calcarea</i> | -0,7 | +0,8 | I-9245 | 7160 \pm 115 | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +0,2 | +1,2 | | | |
| | <i>Mya truncata typica</i> | +1,6 | +1,8 | | | |
| | <i>Mya truncata ovata</i> | +1,6 | +2,1 | | | |
| | <i>Serripes groenlandicus</i> | +0,1 | +0,6 | | | |
| | <i>Chlamys islandicus</i> | +1,4 | +0,5 | | | |
| | <i>Clinocardium ciliatum</i> | +1,4 | +1,2 | | | |
| Île du Diana III | <i>Macoma calcarea</i> | +1,2 | +1,3 | GSC-2309 | 6370 \pm 90 | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +2,0 | +1,2 | | | |
| | <i>Mya truncata typica</i> | +1,2 | +1,2 | | | |
| | <i>Astarte montagui striata</i> | +0,8 | +0,7 | | | |
| | <i>Serripes groenlandicus</i> | +0,6 | +0,6 | | | |
| | <i>Clinocardium ciliatum</i> | +1,4 | +1,0 | | | |
| | <i>Natica clausa</i> | +0,9 | +1,5 | | | |
| | <i>Lepeta coeca</i> | +2,6 | +1,4 | | | |
| | <i>Mya truncata sp.</i> | +1,5 | +0,9 | | | |
| | Mer de Goldthwait | | | | | |
| Baie-Saint-Paul | <i>Hiatella arctica</i> | +1,2 | +0,5 | QU-73 | 10 000 \pm 170 | RONDOT, 1974 |
| Sept-Îles IV | <i>Macoma balthica</i> | +0,5 | -1,6 | I-8361 | 7400 \pm 120 | |
| | <i>Macoma calcarea</i> | +0,1 | +0,5 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> | +0,9 | -1,9 | | | |
| | <i>Mya truncata typica</i> | +0,5 | -0,4 | | | |

| Sites | espèces | $\delta^{13}\text{C}$ | $\delta^{18}\text{O}$ | âge ^{14}C des sites | | références | | |
|---|---------------------------------|---------------------------|-----------------------|-------------------------------|------------|----------------------------------|--|----------------|
| Sept-Îles XI Riv. Moisie | <i>Spisula solidissima</i> | +1,0 | -2,2 | I-8366 | 7855 ± 125 | DREDGE, 1971 | | |
| | <i>Macoma calcarea</i> | -0,2 | +2,2 | GSC-1337 | 9140 ± 200 | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +0,8 | +2,3 | | | | | |
| | <i>Mya truncata typica</i> | +1,4 | +2,7 | | | | | |
| | <i>Chlamys islandicus</i> | +1,8 | +1,5 | | | | | |
| | <i>Balanus crenatus</i> | +1,6 | +2,5 | | | | | |
| Bradore | <i>Natica clausa</i> | -0,2 | +2,4 | | | BOUTRAY et HILLAIRE-MARCEL, 1977 | | |
| | <i>Macoma calcarea</i> | -0,6 | +1,3 | I-8363 | 7220 ± 120 | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> | +0,7 | +0,2 | | | | | |
| | <i>Chlamys islandicus</i> | +2,1 | +1,1 | | | | | |
| Golfe du St-Laurent Baie de Ste-Marguerite | <i>Clinocardium ciliatum</i> | +0,7 | +1,1 | | | faune actuelle | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | -0,3 | +3,2 | | | | | |
| | <i>Mya truncata typica</i> | +1,1 | +3,0 | | | | | |
| | <i>Mya truncata ovata</i> | -2,1 | +3,3 | | | | | |
| | <i>Serripes groenlandicus</i> | -0,3 | +2,8 | | | | | |
| | <i>Spisula polynyma</i> | +0,4 | +1,3 | | | | | |
| | <i>Spisula solidissima</i> | +0,8 | +1,0 | | | | | |
| | <i>Acmaea testudinalis</i> | +2,9 | +0,2 | | | | | |
| | <i>Mesodesma arctatum 1</i> | +1,7 | -0,8 | | | | | |
| | <i>Zirphaea crispata</i> | +0,6 | +2,3 | | | | | |
| | <i>Lunatia heros</i> | +0,6 | +0,8 | | | | | |
| | <i>Buccinum totteri</i> | +1,3 | +1,7 | | | | | |
| | <i>Ensis directus</i> | +0,0 | +1,3 | | | | | |
| | <i>Siliqua costata</i> | +0,8 | +1,9 | | | | | |
| | <i>Mesodesma arctatum 2</i> | +1,2 | +0,6 | | | | | |
| <i>Mytilus edulis</i> | +0,4 | -0,4 | | | | | | |
| Baie d'Hudson Golfe de Richmond | <i>Macoma balthica</i> | +0,8 | -5,8 | | | faune actuelle | | |
| | <i>Macoma calcarea</i> | +0,2 | +1,2 | | | | | |
| | <i>Hiatella arctica</i> | +1,1 | +1,4 | | | | | |
| | <i>Mytilus edulis</i> | +0,4 | -4,0 | | | | | |
| | <i>Mya truncata typica</i> | +2,5 | +1,7 | | | | | |
| | <i>Astarte montagui striata</i> | +1,4 | +1,4 | | | | | |
| | <i>Serripes groenlandicus</i> | +1,0 | -2,6 | | | | | |
| | <i>Chlamys islandicus</i> | +2,2 | +0,2 | | | | | |
| | <i>Clinocardium ciliatum</i> | +1,3 | +0,9 | | | | | |
| | <i>Hemithyris psittacea</i> | +1,2 | -0,7 | | | | | |
| | <i>Astarte borealis</i> | +2,0 | +1,8 | | | | | |
| | Poste-de-la-Baleine | <i>Hiatella arctica</i> | +1,9 | -1,3 | | | | faune actuelle |
| | | <i>Portlandia arctica</i> | +1,7 | +1,3 | | | | |
| | | <i>Mytilus edulis</i> | +0,5 | -2,0 | | | | |

Enfin, les traces carbonées, tel le périostracum souvent conservé dans les fossiles récents, peuvent amener des anomalies de composition isotopique. Comme nous le verrons plus loin, le traitement des carbonates pour l'analyse s'accompagne d'un fractionnement isotopique constant et connu. Par contre, on connaît mal celui qui se produit au cours de l'oxydation de la matière carbonée. Il faut donc éliminer toute trace de matière organique avant le traitement analytique. Un simple grattage et lavage à l'eau distillée suffisent parfois.

Sinon, on peut oxyder la matière organique par de l'eau oxygénée légèrement tamponnée ou, au besoin, la calciner selon la technique d'EPSTEIN *et al.* (1953).

Compte tenu, donc, de ces variables, un aliquot de 20 à 50 mg de carbonate est attaqué à l'acide phosphorique à 100%, selon la technique classique que nous avons adoptée directement de FONTES *et al.* (1965), qui introduit un fractionnement isotopique constant entre le CaCO_3 et le CO_2 (McCREA, 1950). Le gaz recueilli est ensuite comparé à un CO_2 standard, dans un

spectromètre de masse (Micromass 602) à double collecteur et double système d'introduction.

Après diverses corrections (CRAIG, 1957), que nous avons adaptées à l'optique ionique du spectromètre utilisé, les rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon sont exprimés (en ‰) par comparaison avec le standard :

$$\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ éch.} = \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ éch.} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ st.}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ st.}} \times 10^3$$

$$\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ éch.} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ éch.} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ st.}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ st.}} \times 10^3$$

Le passage de l'expression de la composition isotopique par rapport au standard utilisé, à l'expression par rapport aux étalons internationaux PDB de Chicago (CO_2 produit par attaque d'une Bélemnite du Crétacé supérieur de la Pee Dee Formation en Caroline du Sud) ou SMOW (*Standard Mean Ocean Water*: composition isotopique moyenne $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau océanique (EPSTEIN et MAYEDA, 1953; CRAIG, 1961, 1965) se fait de la façon suivante (BOATO, 1960) :

$$\delta \text{ éch./étalon} = \delta \text{ éch./st.} + \delta \text{ st./étalon} + (\delta \text{ éch./st.} \times \delta \text{ st./étalon}) 10^3$$

Il existe une légère distorsion entre les deux échelles PDB et SMOW (CRAIG, 1961, 1965). En pratique, elle est peu importante et peut être négligée dans la plupart des cas, bien que dans nos calculs nous en ayons tenu compte.

Pour les carbonates utilisés, toutes les compositions isotopiques $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ citées sont exprimées par rapport au PDB, tandis que les compositions isotopiques A ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de l'eau des bassins, le sont par rapport au SMOW.

Les standards secondaires employés au laboratoire sont les suivants: NBS 20 (calcaire de Solenhofen) du National Bureau of Standards (USA) (CRAIG, 1957); PARIS (marbre de Carrare) du laboratoire de Géologie dynamique de l'université Pierre et Marie Curie (DUPLESSY, 1972); UQ 2 (marbre grenvillien de Saint-Jovite, Québec)¹, du laboratoire de Géochimie isotopique de l'université du Québec à Montréal.

LES RÉSULTATS D'ENSEMBLE

Le tableau II présente les résultats des analyses effectuées sur les faunes; le tableau III, celles des sédi-

1. paramètres du standard UQ 2 de l'université du Québec: $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 0,0112586$; $^{17}\text{O}/^{16}\text{O} = 0,0003788$; $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 0,0020668$

$^{45}\text{CO}_2/^{44}\text{CO}_2 = 0,0120164$; $^{46}\text{CO}_2/^{44}\text{CO}_2 = 0,0041427$

$\delta^{13}\text{C}/\text{PDB} = +1,91 \pm 0,05\%$

$\delta^{18}\text{O}/\text{PDB} = -5,83 \pm 0,05\%$

ments et des concrétions calcaires. Sauf lorsque c'était utile pour les besoins de la discussion, nous avons omis les analyses répétées sur une même espèce ou un même échantillonnage, pour éviter d'allonger les tableaux. Ces résultats sont reportés sur les figures 2 à 6, beaucoup plus lisibles.

I. LES FAUNES

1. La mer de Goldthwait (fig. 2a)

Dans l'ensemble bien groupées et positives, les compositions isotopiques des faunes (moy. $\delta^{13}\text{C} = 0,8$; $\delta^{18}\text{O} = 0,75$), voisines de celles du golfe du Saint-Laurent actuel (fig. 2b) reflètent par conséquent des salinités et températures proches des valeurs que l'on observe dans ce dernier (LORING et NOTA, 1973); salinité: 26 à 32‰ en surface, 32 à 34‰ en profondeur; température moyenne annuelle: 7°C en surface, 1°C vers 50 m de profondeur.

En anticipant sur le chapitre suivant, nous devons signaler qu'un carbonate, qui précipite en équilibre isotopique avec l'eau océanique moyenne, possède un $\delta^{13}\text{C}$ et un $\delta^{18}\text{O}$ voisins de zéro.

Les valeurs légèrement positives que l'on obtient dans la mer de Goldthwait témoignent donc d'un fractionnement isotopique plus grand, dû aux basses températures du bassin (en effet, le fractionnement isotopique augmente lorsque la température décroît, cf. plus loin). Si l'on compare en outre les faunes d'eaux de surface (site de Sept-Îles IV, tabl. II) et celles d'eaux plus profondes (site de la Moisie, tabl. II), on observe une diminution du fractionnement isotopique dans les faunes de surface qui ont une composition isotopique moyenne plus basse. Cette nuance isotopique traduit l'augmentation des températures vers la surface (qui réduit donc le fractionnement isotopique) et parallèlement, un apport d'eaux continentales (salinité plus basse) de composition isotopique généralement très négative (EPSTEIN et MAYEDA, 1953; DUPLESSY, 1972).

Cet effet, nous le verrons, prend des proportions étonnantes dans les bassins les plus fermés.

2. La mer de Champlain (fig. 3)

C'est effectivement dans cette dernière que l'étalement des compositions isotopiques, vers des valeurs très négatives, est le plus manifeste. Dans l'ensemble, les données témoignent d'un apport considérable d'eaux continentales et donc, d'une salinité basse. Comme nous l'avons déjà observé dans la mer de Goldthwait, faunes littorales (fig. 3a) et faunes d'eaux profondes (fig. 3b) ont des compositions isotopiques distinctes, témoignant donc de stratifications d'eaux de température et salinité différentes.

TABLEAU III
Composition isotopique des concrétions calcaires et des fractions carbonatées des sédiments
Isotopic composition of calcareous concretions and of the carbonate fraction of the sediments

| Site | échantillon N° | âge ^{14}C des échantillons | $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ | $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ |
|----------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| <i>Lac de Deschaillons</i> | | | | |
| Deschaillons | concrétion QU-279 | 36 280 ± 2410 | -11,9 | -22,7 |
| " | " D2 | | -8,1 | -15,1 |
| " | " D3 a | | -11,7 | -21,1 |
| " | " b | | -11,5 | -21,0 |
| " | " c | | -11,9 | -21,3 |
| " | " d | | -12,3 | -22,1 |
| " | " e | | -12,1 | -21,8 |
| " | " f | | -12,5 | -22,3 |
| " | " g | | -12,8 | -22,4 |
| " | " h | | -13,0 | -22,0 |
| " | " i | | -13,3 | -22,1 |
| " | " j | | -13,2 | -22,0 |
| " | " k | | -13,3 | -22,3 |
| <i>Mer de Goldthwait</i> | | | | |
| Sept-Îles | concrétion S1 | | +1,1 | -17,6 |
| <i>Mer de Champlain</i> | | | | |
| Châteauguay | concrétion C1 | | -7,8 | -9,3 |
| Châteauguay | " C2 | | -8,6 | -10,6 |
| Mt St-Hilaire | " MH1 | | -9,7 | -10,5 |
| St-Alban | moule interne SA1 | | | |
| St-Nicolas | CaCO ₃ dans argiles | | -7,1 | +0,7 |
| | CaCO ₃ " " | | -7,5 | +0,4 |
| | CaCO ₃ " " | | -7,4 | +0,5 |
| St-Joseph-du-Lac | CaCO ₃ dans argiles | | -4,6 | +0,1 |
| | CaCO ₃ " " | | -4,8 | +0,0 |
| Riv. Noire | CaCO ₃ " " | | +2,6 | -3,8 |
| <i>Mer de Tyrrell</i> | | | | |
| Petite riv. Baleine | concrétion calcaire | | -2,5 | -18,2 |
| | moule interne (cortex) | | -5,5 | -21,0 |
| | " " (centre) | | -2,7 | -17,9 |
| Grande riv. Baleine | moule interne QU-280 | 7820 ± 100 | -0,6 | -17,5 |
| | concrétion I-8363 | 8230 ± 135 | - | -15,3 |
| | " GWR2 | | +0,8 | -17,7 |
| | " QU-281 | 7940 ± 140 | -1,4 | -17,8 |
| <i>Lac Barlow-Ojibway</i> | | | | |
| Matagami | concrétion M1 | | -10,8 | -5,6 |
| <i>Divers</i> | | | | |
| Pika | concrétion P1 | | -3,8 | +1,5 |
| Hull | croûte H1 | | -7,0 | -3,1 |
| St-Pierre-les-B. | croûte SP1 | | -8,4 | +2,6 |

Si l'on compare les compositions isotopiques moyennes ($\delta^{13}\text{C} = -1,1$; $\delta^{18}\text{O} = -4,5$) à celles des faunes actuelles analysées par KEITH *et al.* (1964) ou nous mêmes, dans la baie d'Hudson et la baie de James, on note une certaine similitude qui indiquerait des conditions hydrologiques voisines (salinité de 10 à 30‰; températures moyennes de -1 à 8°C).

3. La mer d'Iberville (fig. 4)

C'est dans le bassin largement ouvert de la mer d'Iberville, que l'on observe le meilleur groupement des

compositions isotopiques qui reflètent les caractéristiques hydrologiques d'une mer arctique (-1 à 7°C) de salinité relativement stable (28 à 33‰).

4. La mer de Tyrrell (fig. 5)

Plus largement étalées, les compositions isotopiques des faunes tyrrelliennes témoignent de variations de salinité. Cet effet est encore plus marqué dans les faunes de la baie d'Hudson actuelle, où des échantillonnages effectués dans le golfe de Richmond (fig. 1) étirent le domaine des compositions isotopiques vers

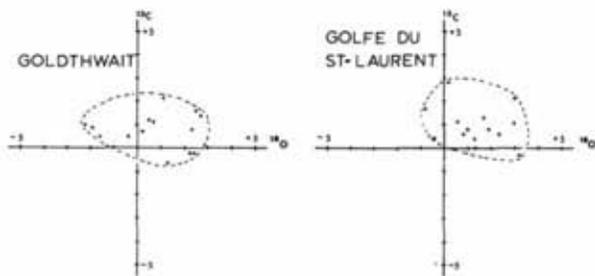


FIGURE 2. Isotopes du carbone et de l'oxygène dans les faunes de la mer de Goldthwait (a) et du golfe du Saint-Laurent (b).

Carbon and oxygen isotopes in (a) Goldthwait Sea and (b) Gulf of St. Lawrence faunas.

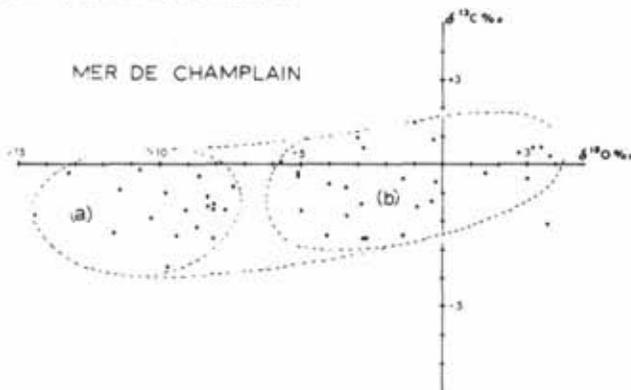


FIGURE 3. Isotopes du carbone et de l'oxygène dans les faunes de la mer de Champlain: a) faunes littorales; b) faunes d'eau plus profonde.

Carbon and oxygen isotopes in Champlain Sea fauna: a) littoral fauna; b) deeper water fauna.

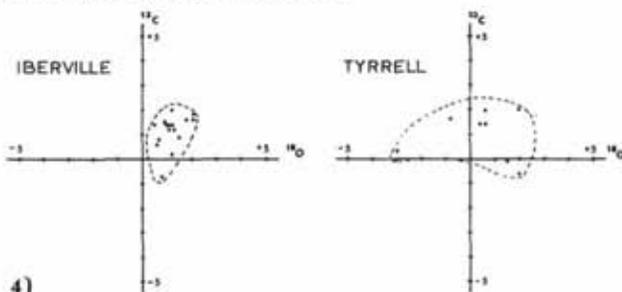
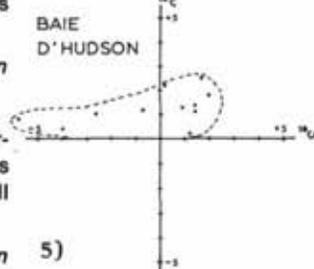


FIGURE 4. Isotopes du carbone et de l'oxygène dans les faunes de la mer d'Iberville.

Carbon and oxygen isotopes in Iberville Sea fauna.

FIGURE 5. Isotopes du carbone et de l'oxygène dans les faunes de la mer de Tyrrell (a) et de la baie d'Hudson (b).

Carbon and oxygen isotopes in (a) Tyrrell Sea and (b) Hudson Bay faunas.



des valeurs négatives. Notons, dans ce dernier, des salinités variant de 27‰ (à 50 m de profondeur) à 13‰ en surface, pour des températures moyennes respectives de l'ordre de -1 à 8°C (BARBER, 1968).

Dans l'ensemble des bassins marins (fig. 6), on remarque que seule la mer de Champlain se distingue, du point de vue isotopique, des mers bordières actuelles.

II. LES CONCRÉTIONS CALCAIRES (tabl. III et fig. 7)

Les premières remarques que l'on peut faire à leur propos touchent à la grande diversité des valeurs mesurées, puisque la composition isotopique du carbone s'échelonne de 2,6 à -22,7‰ entre, respectivement, une croûte calcaire récente et une concrétion de lac glaciaire. Cette constatation confirmerait l'existence de divers mécanismes de concrétionnement (EK, en préparation). Pourtant, on note également une grande homogénéité des compositions isotopiques d'un même bassin sédimentaire; ainsi, celles du lac de Deschailions ont un δ¹³C moyen de -22‰ et un δ¹⁸O de -12‰; celles de la mer de Champlain oscillent respectivement autour de -10 et -8‰; celles de la mer de Tyrrell, autour de -17 et 0‰. Dans l'ensemble, ces valeurs que l'on peut rapprocher de celles obtenues par EHLIN (1974) sur une concrétion lacustre post-glaciaire scandinave (δ¹³C = -15‰), s'écartent nettement des compositions isotopiques usuelles de carbonates lacustres, à plus forte raison, marins.

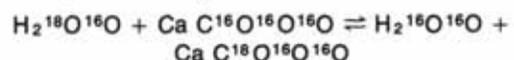
INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

I. LES FAUNES

1. Le problème du thermomètre isotopique.

Dès 1947, UREY, calculant les constantes d'équilibres isotopiques entre plusieurs composés, suggéra d'utiliser la différence de composition isotopique existant entre l'eau et les carbonates précipités ou secrétés en équilibre isotopique dans cette eau, comme thermomètre géologique.

En effet, dans un équilibre tel:



(en négligeant les équilibres intermédiaires avec HCO₃⁻, CO₃²⁻, etc.), le facteur de fractionnement isotopique α entre les deux phases s'exprime directement par la relation:

$$\alpha = \frac{^{18}O/^{16}O CaCO_3}{^{18}O/^{16}O H_2O}$$

Or, $\log \alpha = \frac{K + K' + \dots}{T^2}$ où K, K' etc. sont des constantes, T, la température absolue. Le calcul de α, fonction inverse de la température, rend directement accessible cette dernière.

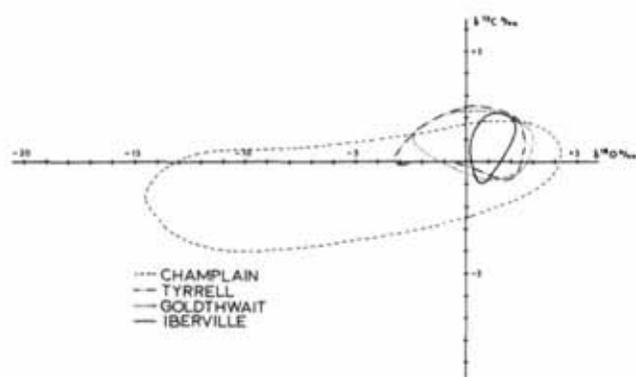


FIGURE 6. Domaines de composition isotopique comparés dans l'ensemble des bassins marins post-glaciaires.

Compared isotopic ranges within the post-glacial marine basins.

À partir de cette relation, McCREA (1950), puis CLAYTON (1961) et finalement CRAIG (1965) dont nous retiendrons la formulation, proposèrent une équation donnant les températures des équilibres (donc de l'eau) à partir des compositions isotopiques de l'eau et des carbonates :

$$(1) \quad t^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4,2 \Delta + 0,13 \Delta^2$$

où Δ est la différence entre le $\delta^{18}\text{O}/\text{PDB}$ du CO_2 préparé par acidification du carbonate et le $\delta^{18}\text{O}/\text{PDB}$ d'un CO_2 équilibré avec l'eau².

Plus récemment, Fontes (*in* FONTES et POUCHAN, 1975) proposait une équation des températures à partir de la composition isotopique du carbone des carbonates et du CO_2 équilibrant :

$$(2) \quad t^{\circ}\text{C} = 147,7 - 14,8 (\delta^{13}\text{C carb.} - \delta^{13}\text{CO}_2 \text{ éq.}) + 0,26 (\delta^{13}\text{C carb.} - \delta^{13}\text{CO}_2 \text{ éq.})^2$$

où $\delta^{13}\text{CO}_2$ équilibrant = $-8,5\%$ serait la composition isotopique moyenne du gaz carbonique atmosphérique qui régle les équilibres carbonatés en solution.

Dans les équations (1) et (2), l'accès des températures suppose la connaissance de la composition isotopique de l'eau ou celle du CO_2 équilibrant; facteurs que nous ignorons dans le cas des mers post-glaciaires du Québec.

En injectant des valeurs moyennes et normales pour ces deux facteurs ($\delta^{18}\text{O eau} = 0$ et $\delta^{13}\text{CO}_2 \text{ éq.} = -8,5$) on obtient, dans le cas des faunes de la Mer de Champlain ($\delta^{18}\text{O moy.} = -4,5$; $\delta^{13}\text{C moy.} \times -1,1$) :

2. Cette définition est importante, car on trouve parfois l'équation formulée de la façon suivante :

$$t^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4,2 (\delta^{18}\text{O}/\text{PDB coquil.} - A/\text{SMOW eau}) + 0,13 (\delta^{18}\text{O} - A)^2$$

Mais CRAIG (1965) a très justement montré qu'il existait un écart entre le $\delta^{18}\text{O}$ du CO_2 équilibré avec l'eau et mesuré par rapport au PDB et la composition isotopique de l'eau exprimée par rapport au SMOW.

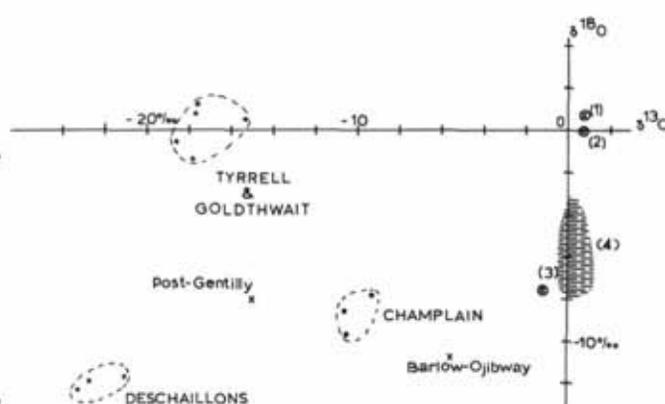


FIGURE 7. Domaines de composition isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des concrétions calcaires dans les différents bassins. Moyenne des faunes littorales: 1) mer de Tyrrell; 2) mer de Goldthwait; 3) mer de Champlain; fraction carbonatée des sédiments.

Ranges of ^{13}C and ^{18}O isotopic composition of calcareous concretions from the several basins. Average isotopic composition of littoral fauna in (1) Tyrrell, (2) Goldthwait and (3) Champlain seas; carbonate fraction of the sediments.

$t^{\circ}\text{C} = 38,4$ (équation 1) et $t^{\circ}\text{C} = 52,7$ (équation 2), valeurs pour le moins surprenantes dans une mer glaciaire.

La cause principale de ces anomalies est, comme nous l'avons signalé plus haut, l'apport des eaux continentales de compositions isotopiques très négatives, aussi bien pour l'oxygène ($A \approx -22\%$ pour les eaux de fonte de la glace et -8% pour les rivières (EPSTEIN et MAYEDA, 1953, DUPLESSY, 1972), que pour le carbone, enrichi en isotope léger par l'activité biologique (LÉTOLLE, 1972).

En fait, la paléothermométrie isotopique longtemps à la mode subit une baisse de popularité pour de nombreuses raisons, explicitées par LÉTOLLE (1972), qui conclut ainsi: «...il convient de rappeler /que/ les études paléocéologiques classiques avaient déjà apporté nombre de données objectives et que bien souvent, c'est une confirmation de celles-ci qu'on a demandée à la paléothermométrie isotopique».

Cette observation nous conduit au corollaire de l'équation paléothermométrique (1): connaissant les conditions de vie des faunes en équilibre isotopique avec l'eau, il est possible de calculer la composition isotopique de celle-ci. Ainsi, pour une espèce sténotherme dont on connaît les exigences thermiques, il suffit d'injecter la température dans l'équation (1) de CRAIG (1965) pour obtenir la composition isotopique du CO_2 équilibré avec l'eau de mer et par conséquent, la composition isotopique A/SMOW de cette dernière.

C'est ce principe que nous avons voulu appliquer à l'étude des mers post-glaciaires. Il suppose des données

paléoécologiques détaillées, comme nous le soulignons dans le premier chapitre.

2. Les données écologiques disponibles

Sur la figure 8, nous avons résumé les caractéristiques écologiques principales des communautés-types étudiées. Les données proviennent de nombreux travaux consacrés aux faunes actuelles des mers froides³ ou de nos propres observations paléoécologiques (HILLAIRE-MARCEL, 1972 et p.).

Indépendamment des facteurs écologiques classiques (température, salinité, profondeur, nature du substrat, etc.), il est nécessaire de connaître, surtout pour les faunes littorales, la période annuelle de croissance de la coquille. En effet, la température variant dans le courant de l'année, la composition isotopique de la coquille traduira la température moyenne de l'eau pendant la période de sécrétion du CaCO₃.

Si, par exemple, *Mytilus edulis* a un métabolisme réduit au-dessous de 4°C et donc secrète sa coquille pendant les périodes estivales et automnales lorsque la température de l'eau dépasse ce seuil, *Hiatella arctica* croît, semble-t-il, pendant toute l'année; elle reflètera dans sa composition isotopique la moyenne thermique annuelle.

Les larves de *Mya arenaria* et de *Macoma balthica* ne se développent qu'au-dessus, respectivement, de 12 et 10°C. Il est donc probable que ces températures reflètent assez bien les périodes d'intense activité métabolique, donc, leurs phases principales de croissance.

Le problème des faunes d'eaux plus profondes est moins délicat. Dans les mers froides, la température oscille autour de $\pm 1^\circ\text{C}$ au-delà de quelques dizaines de mètres de profondeur; ce qui représente des écarts de composition isotopique ¹⁸O/¹⁶O des coquilles, de l'ordre de $\pm 0,25\%$, presque négligeables.

L'autre variable écologique qui prend une importance particulière, dans la question qui nous préoccupe, est la profondeur à laquelle vivaient les espèces caractéristiques ou dominantes. La plupart d'entre elles occupent aujourd'hui un domaine bathymétrique assez vaste; il sera donc hasardeux de tirer des conclusions hydrologiques à partir des compositions isotopiques d'une communauté localisée. Par contre, la moyenne établie à partir de plusieurs populations d'une association faunistique définie sera significative, puisque la communauté occupe préférentiellement un domaine bathymétrique précis.

3. Une bibliographie exhaustive des ouvrages consultés à ce sujet dépasserait le cadre de cet exposé; citons simplement, parmi les plus importants: KINDLE et WHITTAKER (1918), ORTON (1920), THORSON (1936), BERTELSEN (1937), HUNTER (1949), FISHER (1943), SWANN (1952), BOUSFIELD (1954 et p.), ELLIS (1960), ZENKEVITCH (1963), MOORE (1958), HEDGPETH (1966), LAURSEN (1966), LAMMENS (1967).

Des ouvrages consultés, il ressort que l'on peut admettre les moyennes bathymétriques suivantes pour les espèces principales: -50 m: *Balanus hameri*; -35 m: *Portlandia arctica* et *Chlamys islandicus*; -25 m: *Macoma calcarea* et *Mya truncata*; -15 m: *Hiatella arctica*; -12 m: *Balanus crenatus*; -10 m: *Mytilus edulis*; -3 m: *Macoma balthica*; 0 m: *Mya arenaria*⁴.

Notons que ces différentes espèces, sans être en totalité euryhalines, tolèrent assez bien des dessalures marquées (HILLAIRE-MARCEL, 1973).

Une dernière variable à considérer, avant toute interprétation, relève des observations de terrain: la population recueillie était-elle représentative du milieu? reflète-t-elle une biocénose, une thanatocénose ou encore un mélange d'espèces biocénotiques et thanatocénotiques?

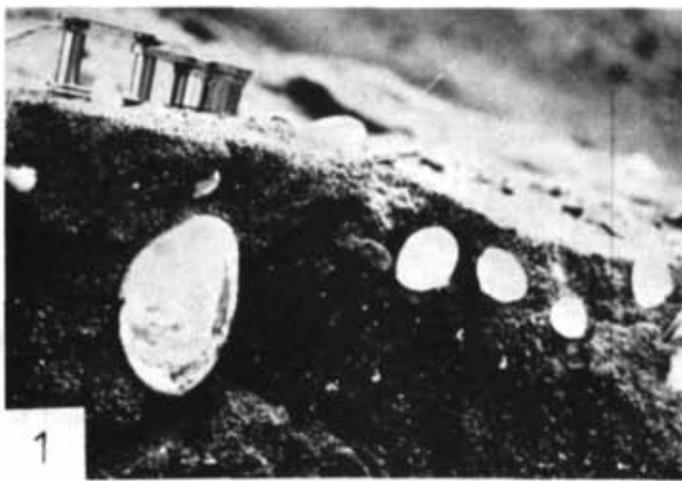
Souvent les espèces recueillies ont été fossilisées en position de vie (planche I). Dans ce cas, l'interprétation est aisée. Elle peut être parfois plus incertaine. Il faut alors tenir compte de l'état de conservation des coquilles (les valves sont-elles encore jointives? le pourcentage de coquilles brisées est-il élevé? etc.), de l'identité du sédiment englobant les fossiles et de celui où vivent les représentants actuels: lutites (*Portlandia arctica*, *Macoma calcarea*), arénites (*Mya arenaria*, *Macoma balthica*), rudites (espèces fixées: *Mytilus edulis*, *Balanus crenatus*, *Balanus hameri*; espèces préférentiellement lithophages: *Hiatella arctica*, etc.).

Ce n'est qu'en possession de ces nombreuses informations qu'il est possible de passer à l'étape interprétative des données isotopiques. Nous voudrions en donner deux exemples: les mers de Champlain et de Tyrrell.

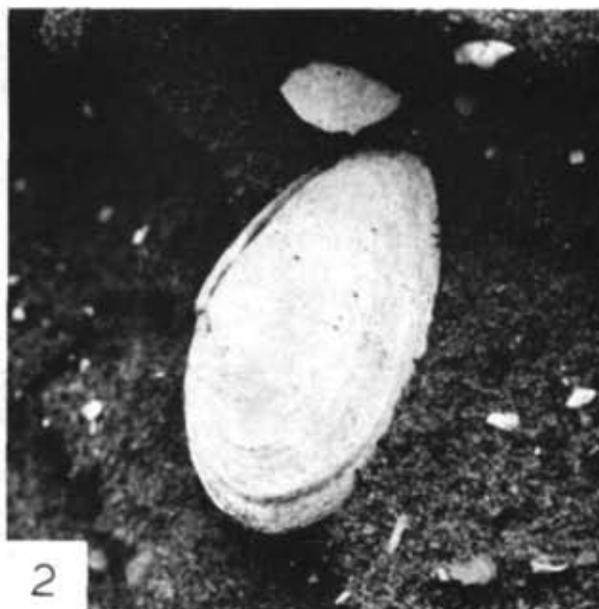
3. Exemple de reconstitution paléohydrologique: la mer de Champlain.

Le graphique de la figure 9 présente un essai d'interprétation basé sur 65 populations analysées. On remarque d'abord, qu'en fonction de leurs bathymétries respectives, les espèces clés ont des rapports isotopiques ¹⁸O/¹⁶O agencés le long d'une courbe très régulière. En introduisant, pour chacune d'entre elles, la température de croissance dans l'équation (1) des paléotempératures, on déduit (après les corrections dues aux distorsions des échelles PDB et SMOW) la composition isotopique A ¹⁸O/¹⁶O de l'eau correspondante (fig. 9, schéma du bas).

4. L'aire spécifique de *Mya arenaria* s'étend de la zone de balancement des marées à environ 10-15 m de profondeur. Toutefois, la plupart des populations que nous avons recueillies occupaient (pour des raisons de probable sténothermie) les lits sommitaux (*top set*) des dépôts de plages. Nous avons donc attribué une profondeur moyenne de 0 m à cette espèce.



1



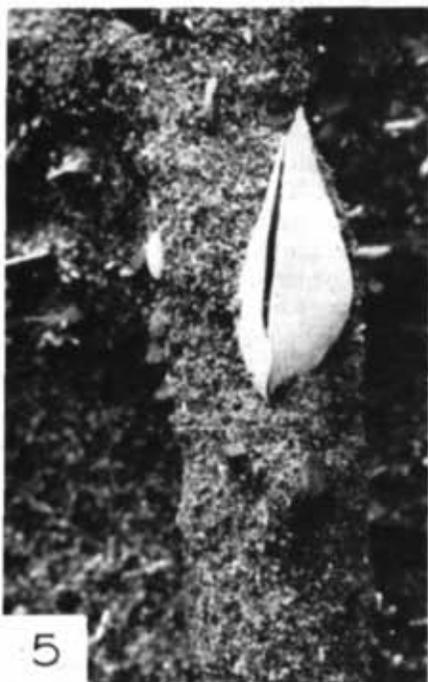
2



3



4



5



6

PLANCHE I. Exemples de coquilles fossilisées en position de vie (mer de Champlain. 1) Association d'une communauté à *Mya arenaria* et d'une communauté à *Macoma balthica*; 2) position de vie typique de *Mya arenaria*; 3) *Mya arenaria* fossilisée dans son terrier; 4) communauté à *Macoma balthica*; 5) détail d'une *Mya arenaria* dans son terrier; 6) association de *Balanus crenatus* encore fixés sur des blocs et de *Macoma balthica* en position de vie dans la matrice sableuse.

Examples of shells fossilised in a living position (Champlain Sea): 1) Association of a *Mya arenaria* community with a *Macoma balthica* community; 2) typical living position of *Mya arenaria*; 3) *Mya arenaria* fossilised within its burrow; 4) *Macoma balthica* community; 5) detail of a *Mya arenaria* in its burrow; 6) association of *Balanus crenatus* still attached to boulders with *Macoma balthica* in living position within the sandy matrix.

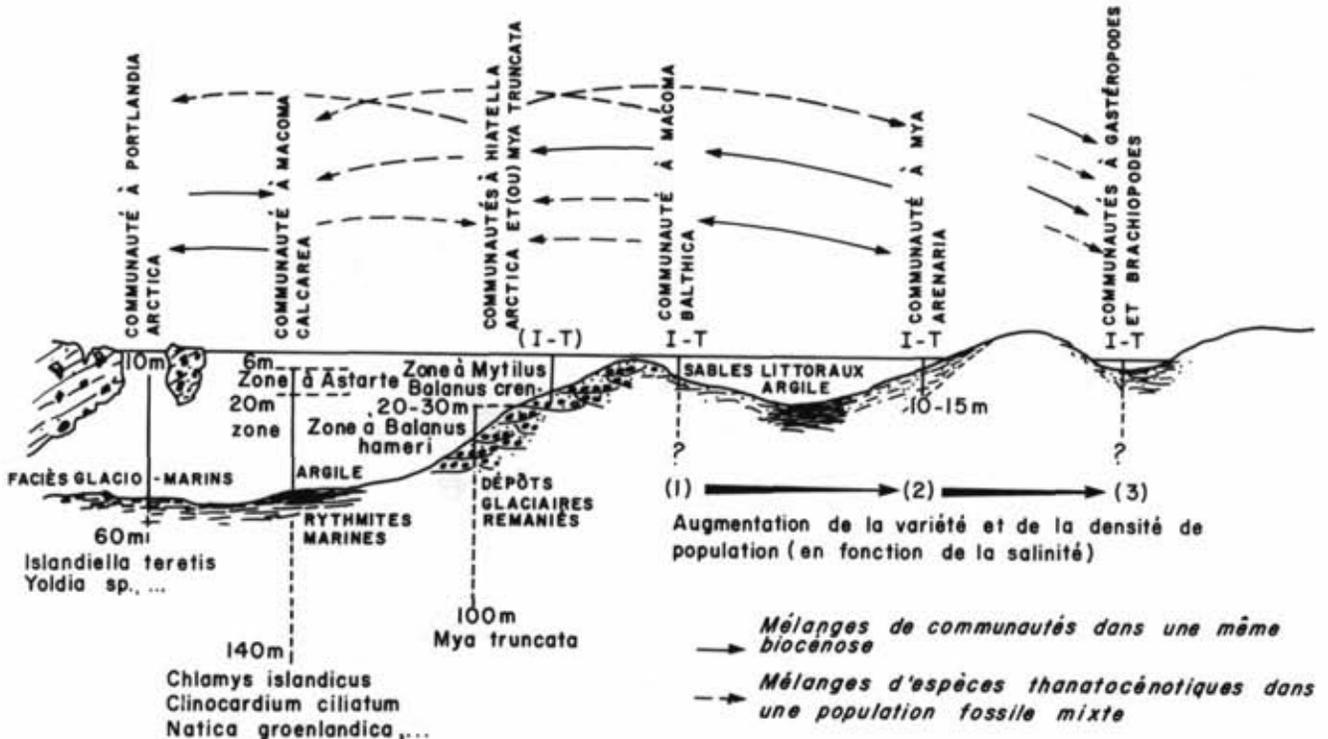


FIGURE 8. Communautés types des mers post-glaciaires.

Typical communities in post-glacial seas.

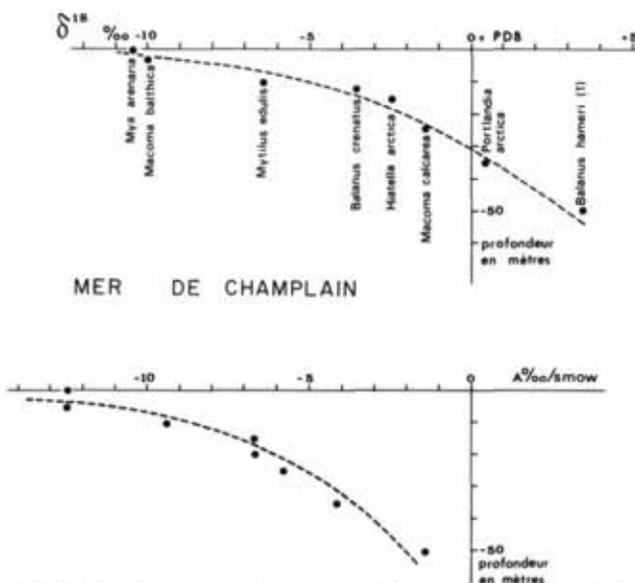


FIGURE 9. Moyennes des compositions isotopiques ¹⁸O/¹⁶O des faunes, en fonction de la profondeur et composition isotopique ¹⁸O/¹⁶O correspondante de l'eau de la mer de Champlain.

Average ¹⁸O/¹⁶O isotopic compositions of the shells, in relation to the depth of the water and related ¹⁸O/¹⁶O ratio of the Champlain Sea waters.

On constate d'emblée qu'elle diminue fortement près de la surface où se concentraient les eaux continentales moins denses que les eaux océaniques profondes en provenance de la mer de Goldthwait. Quelques légères anomalies sont en outre perceptibles sur cette courbe:

1) *Mya arenaria* et *Macoma balthica* indiquent une même composition isotopique de l'eau. Ce qui peut être simplement dû à la séparation un peu arbitraire des domaines bathymétriques moyens (0 et -3 m). En effet, les deux espèces appartiennent assez souvent aux mêmes biocénoses.

2) *Balanus crenatus* et *Hiatella arctica* indiquent également une eau de composition isotopique similaire. Le facteur considéré en (1) peut évidemment être responsable de cette légère anomalie. Toutefois, si l'on s'intéresse également à *Balanus hameri*, on constate qu'il s'écarte dans le même sens et de la même valeur (+1,5‰) que *Balanus crenatus*, de la courbe moyenne ¹⁸O/¹⁶O de l'eau, indiquée par les Lamellibranches. Nous serions donc tentés d'attribuer cet écart à un fractionnement biologique différent chez les Crustacés.

À partir des indications de cette courbe, on peut encore essayer de calculer les concentrations respectives des eaux océaniques et continentales, dans le bassin, soit préciser la salinité comme une fonction de la profondeur.

La figure 10 définit le domaine de composition isotopique et de salinité admissibles pour la mer de Champlain, en fonction de trois hypothèses :

1) L'apport d'eau non salée provient de la fonte de l'inlandsis; elle intervient donc dans le mélange avec une composition isotopique de départ de l'ordre de -22‰ (à 0°C) d'après EPSTEIN et MAYEDA (1953).

2) L'eau non salée provient de rivières et fleuves où, partiellement équilibrée avec l'oxygène atmosphérique, elle contribue au mélange à partir d'une composition isotopique probablement inférieure à -8‰ (DUPLESSY, 1972).

3) L'eau non salée est un mélange de (1) et (2).

Quoique cette dernière hypothèse paraisse très vraisemblable, deux remarques nous inciteraient plutôt à admettre une contribution majeure des eaux de fonte (hypothèse 1) :

a) la mer de Champlain est restée en contact avec le front de l'inlandsis en retrait au cours de la majeure partie de son histoire (de 12 500 ans BP à environ 10 600 ans BP; OCCHIETTI, 1976). Le volume de glace ainsi libéré a donc directement appauvri l'oxygène de l'eau en isotope lourd.

b) Dans le cas du lac pré-glaciaire de Deschaillons (KARROW, 1957), en contact également avec l'inlandsis (en phase d'accroissement), nous verrons plus loin qu'une composition isotopique de $-16,2\text{‰}$ paraît plausible pour l'oxygène de l'eau. Il est donc probable que la composante non salée de la mer de Champlain eut une composition isotopique encore plus basse, puisque la fonte de la glace contribuait directement à l'alimentation du bassin.

Compte tenu de ces remarques et en notant que les compositions isotopiques les plus proches des moyennes de l'ensemble des faunes champlainiennes sont celles de populations âgées de 10 300 ans environ et récoltées au nord du Saint-Laurent, dans la région centrale des basses terres, nous pouvons proposer le modèle hydrologique de la figure 10b pour le bassin correspondant de la mer de Champlain. Soit une salinité variant de 31‰ à 50 m de profondeur, à 15‰ en surface, et une température moyenne, au cours de la période de croissance des faunes, augmentant de la profondeur vers la surface, de 0 à 10°C .

Nous voudrions souligner que, du fait du relèvement isostatique des terres (ELSON, 1969; HILLAIRE-MARCEL, 1974) provoquant l'exondation progressive du bassin, l'évolution hydrologique observée verticalement sur la figure 10b reproduit exactement celle, chronologique, qui accompagne la diminution de profondeur de la mer de Champlain dans un site déterminé. L'évolution paléocéologique, sédimentologique et géochimique des coupes de Saint-Alban, entre 10 600 – 10 300 et 10 100 (?) ans BP (OCCHIETTI, 1976), en est un exemple.

Dans le détail, chaque site particulier de la mer de Champlain illustre ce que l'on a observé dans l'ensemble du bassin et confirme l'existence de stratifications d'eaux. La figure 11 résume, pour les principaux d'entre eux, la relation sensiblement linéaire qui lie les fractionnements $\epsilon^{13}\text{C}$ et $\epsilon^{18}\text{O}$ de faunes contemporaines mais de profondeurs variables. Les légers écarts apparaissant d'un site à l'autre doivent être interprétés comme reflétant des variations hydrologiques locales.

Lorsque la pente des droites (fig. 11) augmente, il est probable qu'il faut y voir l'effet, non de grandes variations des températures entre la surface et la profondeur, mais plutôt celui de variations salines larges, dans une eau dont le domaine des températures est

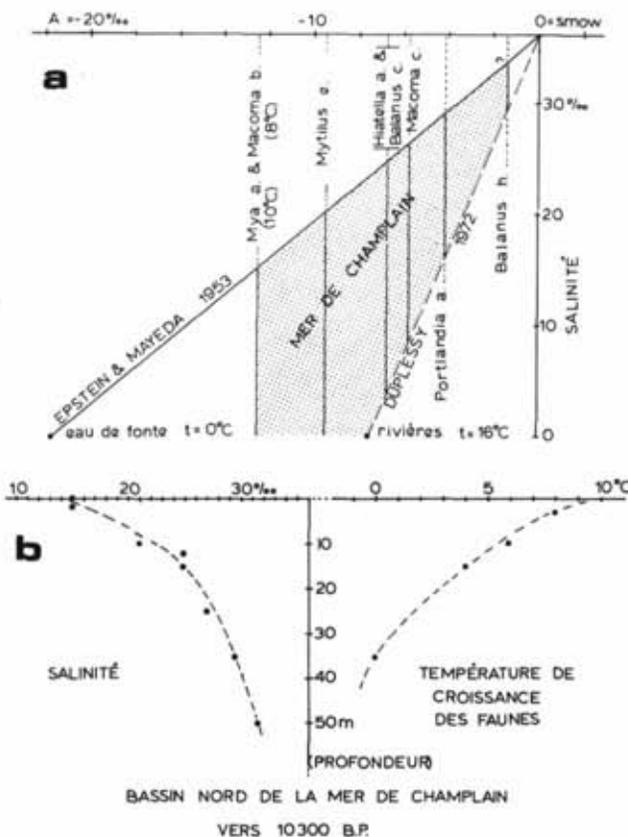


FIGURE 10. a) Domaines de salinité et composition isotopique de la mer de Champlain selon les deux sources possibles d'eaux douces. b) Exemple d'interprétation.

a) Salinity and isotopic composition ranges of the Champlain Sea, according the two possible sources of fresh waters. b) Exemple of interpretation.

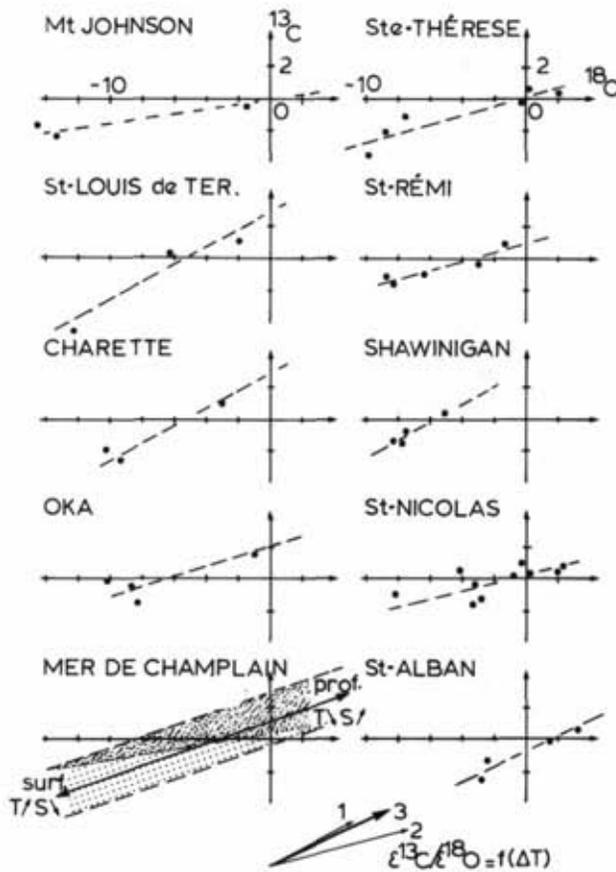


FIGURE 11. Relation sensiblement linéaire des rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des faunes, en fonction de la profondeur, par site champlainien et (en bas et à gauche), dans l'ensemble du bassin. Les compositions isotopiques les plus élevées indiquent des eaux froides et salées; les plus basses, des eaux plus chaudes et saumâtres. L'équation moyenne est :

$$\delta^{13}\text{C} = 0,47 \delta^{18}\text{O} + 1,29$$

Les droites orientées, au bas de la figure, sont données à titre indicatif. Elles représentent les augmentations relatives des fractionnements isotopiques carbone 13/carbone 12 et oxygène 18/oxygène 16, en fonction d'un abaissement des températures: (1) d'après BOTTINGA (1968), (2) d'après EMRICH et al. (1970); (3) relation observée dans les faunes champlainiennes, fonction directe de la température et, indirecte, de la salinité. Du fait que l'on ignore les variations de composition isotopique du gaz carbonique équilibrant, dans l'eau, il est impossible de dissocier les deux facteurs. Le secteur en grisé du domaine des compositions isotopiques de l'ensemble du bassin illustre la composante saline des eaux; le secteur en pointillés, la composante saumâtre (dans l'hypothèse où les variations de H_2^{18}O dépassent celles du $^{13}\text{CO}_2$ équilibrant).

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of fauna as a linear fonction of the depth of water in several Champlain Sea localities and, at the bottom left, for the entire basin. The highest isotopic compositions indicate cold saline waters, the lowest indicate warmer,

more brackish waters. The linear regression is expressed by the equation :

$$\delta^{13}\text{C} = 0,47 \delta^{18}\text{O} + 1,29$$

The direction lines given at the bottom of the diagram represent relative increases of isotopic fractionation of carbon 13/ carbon 12 and oxygen 18/ oxygen 16 as a fonction of lowering of temperatures of their environment; (1) after BOTTINGA (1968); (2) after EMRICH et al. (1970); (3) after the results obtained in this study of the Champlain Sea fauna. It is impossible to separate the influence of the two factors because variations in isotopic composition of the carbon dioxide in the surrounding waters are not known. In the part of the diagram showing isotopic composition for the basin the shaded sector depicts a brackish zone (based on the hypothesis that variations of H_2^{18}O exceed those of $^{13}\text{CO}_2$ in the surrounding waters).

restreint⁵. Lorsque la droite redressée est localisée vers la gauche, il s'agit de températures relativement élevées; lorsqu'elle correspond à des compositions moins négatives, elle indique des températures moyennes basses.

Remarques sur les biocénoses à *Mya arenaria* et *Macoma balthica*

Nous avons également noté qu'il existait des différences de composition isotopique systématiques entre *Mya arenaria* et *Macoma balthica*, même lorsqu'elles étaient prélevées dans une biocénose commune. Comme les deux espèces ont des coquilles en aragonite, il ne s'agit pas d'un fractionnement lié à la nature minéralogique du CaCO_3 . Deux explications sont envisageables: 1) les espèces introduisent des fractionnements isotopiques différents; 2) leurs saisons de croissance sont inégales, *Macoma* (dont les compositions sont généralement plus élevées) croît pendant une plus grande période, donc avec une température moyenne plus basse.

Pour trancher entre les deux hypothèses, nous avons calculé les différences apparaissant entre les facteurs de fractionnement apparents $\alpha^{18}\text{O}$ et $\alpha^{13}\text{C}$ de chacune des espèces, dans cinq biocénoses à *Mya-Macoma*.

$$\alpha^{18}\text{O} \text{ Mya} - \alpha^{18}\text{O} \text{ Macoma} = 0,060 (10^{-3})$$

$$\alpha^{13}\text{C} \text{ Mya} - \alpha^{13}\text{C} \text{ Macoma} = 0,021 (10^{-3})$$

Soit un $(\epsilon^{13}\text{C}/^\circ\text{C}) / (\epsilon^{18}\text{O}/^\circ\text{C}) = 0,35$, c'est à dire très voisin de celui que l'on peut calculer (0,26) pour les variations relatives des fractionnements $\epsilon^{13}\text{C}$ et $\epsilon^{18}\text{O}$, en fonction de la température, à partir des données d'EMRICH et al. (1970) pour le carbone, et de BOTTINGA (1968) pour l'oxygène⁶.

5. En effet, si l'on admet la relation d'EMRICH et al. (1970) pour le fractionnement isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en fonction de la température (0,063‰ par degré Celsius) on voit (fig. 13, droite orientée n° 2) que les variations thermiques se traduiraient par une pente $\epsilon^{13}\text{C}/\epsilon^{18}\text{O}$ faible.

6. Ces calculs négligent la légère différence de fractionnement isotopique entre calcite et aragonite.

Il semble ainsi probable que les températures moyennes, donc les périodes de croissance de *Mya* et *Macoma*, étaient différentes. Ce facteur peut ne s'appliquer qu'aux mers froides, où *Mya arenaria* ne croît que pendant les mois les plus chauds.

Nous remarquons également que dans une des associations *Mya* — *Macoma* les plus certaines (planche 1, photo 1), on obtient précisément la relation $\epsilon^{13}\text{C}/\epsilon^{18}\text{O}$ (*Mya* — *Macoma*) = 0,34. Dans les cinq biocénoses choisies, l'enrichissement isotopique de *Macoma* par rapport à *Mya* est de l'ordre de 1,2‰ pour l'oxygène, soit un écart de 4°C environ entre les températures moyennes des périodes de croissances respectives, supérieur à celui que nous avons suggéré (2°C) à partir des températures de croissance des larves. Toutefois, si l'on se réfère à la figure 5, on constate que dans l'ensemble du bassin champlainien, les populations de *Macoma balthica* ($\delta^{18}\text{O}$ moy. = -10‰) traduisent un enrichissement isotopique de 0,5‰, par comparaison avec les populations de *Mya arenaria* ($\delta^{18}\text{O}$ moy. = -10,5‰), soit exactement un écart des températures de croissance de 1,8°C. L'approche paléocéologique, qui nous avait conduit à suggérer un écart de 2°C, est donc confirmée.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de pousser plus loin l'interprétation des données de la géochimie isotopique. Il va sans dire que les compositions isotopiques des faunes contemporaines, dispersées dans l'ensemble du bassin, indiquent des gradients décroissants de salinité à partir du détroit de Montmagny qui isolait partiellement la mer de Champlain. Toutefois, les observations paléocéologiques de GOLDRING (1923) étaient aussi concluantes. Pour tâcher de dresser de véritables cartes paléohydrologiques, une centaine d'analyses supplémentaires sont nécessaires. Elles sont en cours, mais demanderont d'être complétées par des mesures radiométriques.

4. Exemple de la mer de Tyrrell

Par une démarche légèrement différente, nous avons voulu approcher les paramètres hydrologiques de la mer de Tyrrell, par comparaison avec ceux de la baie d'Hudson actuelle.

La courbe inférieure (fig. 12) représente les compositions isotopiques théoriques de coquilles secrétées en équilibre isotopique avec l'eau (ici au centre nord de la baie d'Hudson, près des îles d'Ottawa). On peut noter que les faunes fossiles s'approchent raisonnablement de la courbe, tandis que les faunes actuelles, collectées en partie dans des sites où la dessalure est plus prononcée (golfe de Richmond), s'en écartent. En moyenne, il apparaît que la salinité de la mer de Tyrrell était proche de celle du bassin central de la baie d'Hudson actuelle. Il est donc probable que les dépôts

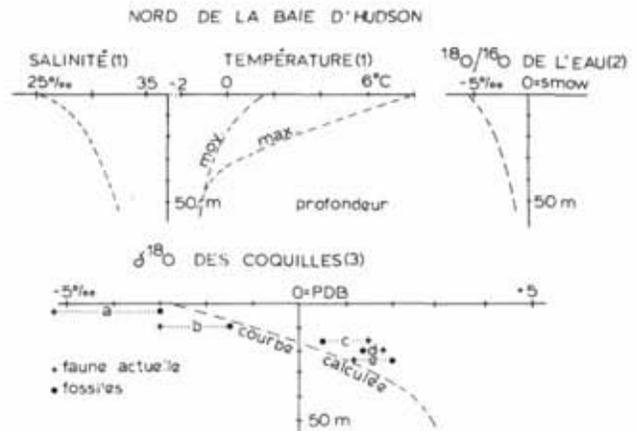


FIGURE 12. Salinité, température, composition isotopique de l'eau et des faunes de la baie d'Hudson, près des îles d'Ottawa. (1) d'après BARBER (1968), (2) calculée selon EPSTEIN et MAYEDA (1953), (3) courbe théorique calculée d'après (1) et (2) et valeurs observées.

Salinity, temperature, isotopic composition of water and fauna in northern Hudson Bay. (1) from BARBER (1968), (2) calculated according to EPSTEIN and MAYEDA (1953), (3) theoretical calculated curve from (1) and (2) and observed isotopic data.

de la mer de Tyrrell se prêteront assez bien à une étude des températures isotopiques depuis la transgression marine (8100 ans BP). Nous avons donc choisi deux coupes de la région de Poste-de-la-Baleine qui représentent environ 6000 ans de sédimentation. Plusieurs dizaines d'échantillonnages ont été effectués de la base au sommet de ces coupes. Leur analyse est en cours également.

II. LES CONCRÉTIONS CALCAIRES

Dans un tout autre domaine, les compositions isotopiques des concrétions calcaires méritent une digression. Le déficit en carbone lourd prouve que, contrairement aux faunes, le carbone du CaCO₃ des concrétions n'était pas en équilibre isotopique avec celui, sous forme ionique (HCO₃⁻, CO₃²⁻,...) de l'eau. Une source distincte de carbone, très pauvre en isotope 13, est donc à l'origine des concrétions.

Depuis GALIMOV et GIRIN (1968), Sass et Kolodny (1972 in EHLIN 1974), ou HOEFS (1970), l'hypothèse d'une source organique à l'origine du carbone des concrétions est souvent envisagée (fig. 13). Le carbone proviendrait ainsi de la matière organique contenue dans les premiers décimètres de sédiments. Dans des nodules calcaires d'un type un peu différent. HENDY et al. (1972) obtenaient également des valeurs isotopiques négatives. Or, bien que ni EHLIN (1974), ni HENDY et al. ne l'aient noté, une concordance très frappante apparaît entre la composition isotopique de la matière organique et des nodules. En effet, EHLIN (1974) at-

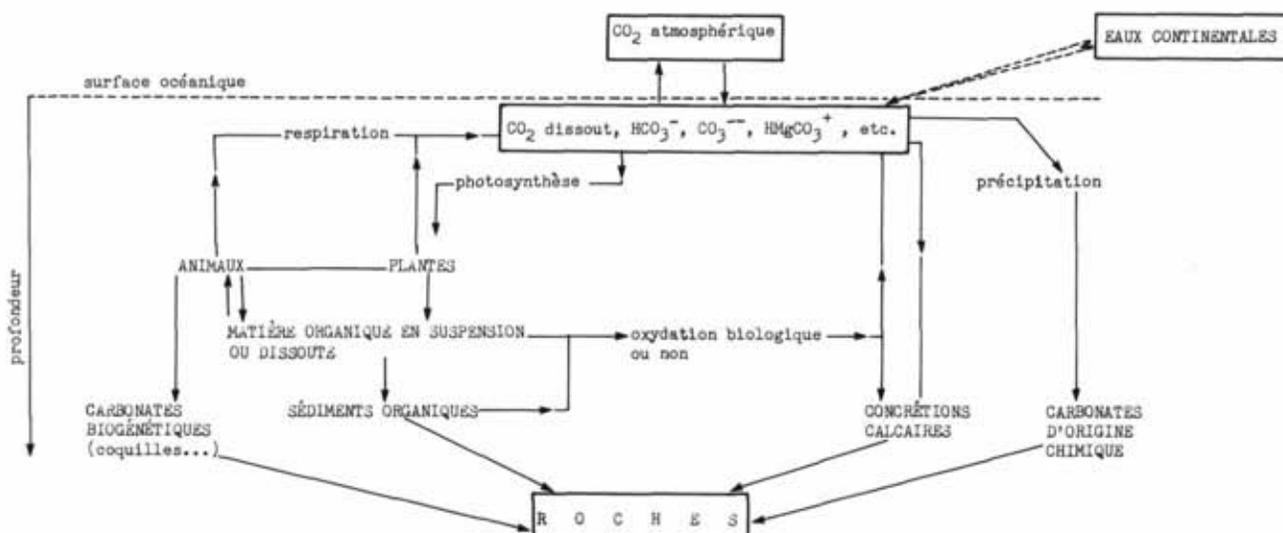


FIGURE 13. Cycle simplifié du CO₂ dans l'océan (modifié d'après TAKAHASHI, 1967)

Simplified cycle of carbon dioxide in the sea (modified from TAKAHASHI, 1967).

tribuit l'appauvrissement en ¹³C qu'il avait remarqué, à la nature lacustre du milieu où s'était fait le concrétionnement. Or, si l'on considère celles que nous avons analysées, on voit qu'en milieu typiquement marin, le δ ¹³C reste très négatif; la composition isotopique de ces nodules semble donc indépendante de la nature marine ou lacustre du milieu. Il faut encore rappeler que les végétaux connaissent une répartition bimodale du rapport ¹³C/¹²C, due à deux mécanismes différents de photosynthèse (BENDER, 1968; TROUGHTON, 1972), avec des compositions isotopiques moyennes de 12-14‰ et 26-28‰. En reprenant les données de HENDY *et al.* (1972), on observe, entre la matière organique superficielle (δ ¹³C = -13 à -15‰) et les concrétions (-2 à -5‰), un enrichissement isotopique de l'ordre de 10‰, assez comparable à celui que l'on obtiendrait, à partir de la matière organique analysée par GULLIKSEN *et al.* (1972) dans une mer froide comme la Baltique (-21 à -26‰) et les concrétions calcaires des mers ou lacs froids récents.

Par contre, si l'on compare le rapport ¹⁸O/¹⁶O dans les faunes et les concrétions du même milieu, on observe une parenté très nette. Ainsi, dans la mer de Champlain, le rapport moyen ¹⁸O/¹⁶O des faunes littorales (-8,7‰) est voisin de celui des concrétions (-8,7‰). Cette constatation, valable également dans la mer de Tyrrell et dans la mer de Goldthwait (fig. 1), laisse supposer que l'oxygène du CaCO₃ des nodules était, comme celui des coquilles, en équilibre isotopique avec l'eau de mer et que, par conséquent, le concrétionnement s'est effectué pendant la phase marine même (-12 500 à -9800 ans dans le cas de la mer de Champlain). Il serait donc pénécemporain de la sédimentation. La comparaison des concrétions et de la

fraction carbonatée des argiles confirme cette interprétation.

Le tableau III signale quelques analyses isotopiques portant sur les fractions carbonatées des argiles de la mer de Champlain; à une exception près, facilement explicable compte tenu de la paléogéographie locale, le carbone indique une composition très stable δ ¹³C = 0,4 ± 0,3‰. Ces valeurs prouvent de façon éloquent que le carbone des concrétions (-10‰) est totalement différent de celui de la fraction carbonatée des argiles. Par conséquent, les concrétions ne peuvent absolument pas être interprétées comme provenant de la dissolution, puis de la recristallisation des carbonates contenus dans le sédiment. Par contre, l'équilibre isotopique de l'oxygène des concrétions (moy. = -8,7‰), des faunes littorales (moy. = -7,6‰) et de la fraction carbonatée des argiles (moy. = -6,3‰) avec l'oxygène de l'eau, est confirmé.

Il est probable qu'un plus grand nombre d'analyses des fractions carbonatées des argiles mettrait en évidence un appauvrissement isotopique graduel, de la base vers le sommet des sédiments, traduisant l'exondation, c'est-à-dire l'évolution hydrologique que nous avons démontrée plus haut pour le bassin champlainien. Nous remarquerons en outre que le déficit en ¹⁸O suggère un concrétionnement assez tardif, vers la toute fin de l'épisode champlainien. Il reste à espérer que les mesures radiométriques, à la suite de ces données, mettront le point final à la longue polémique entourant particulièrement les concrétions de la mer de Champlain.

Quelques remarques complémentaires méritent encore notre attention. La première concerne la concrétion

tion D2 prélevée dans les varves de Deschaillons (tabl. III); celle-ci présentait des déformations semblables à celles des varves qui l'englobaient, elles-mêmes ayant été déformées au cours de l'avancée glaciaire du stade de Gentilly. Or, D2 recouvrait une concrétion D3 de forme lenticulaire régulière que l'on suppose, par conséquent, antérieure aux déformations, par opposition à D2 qui ne peut s'être formée que postérieurement. Cette double phase de concrétionnement se retrouve dans la distribution des compositions isotopiques: D3 se caractérise par un $\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$ (identique à celui des concrétions lenticulaires prélevées dans les varves inférieures non affectées par les déformations), tandis que D2 possède un $\delta^{13}\text{C} = -15\text{‰}$, intermédiaire entre celui de D3 et celui des concrétions de la mer de Champlain (-10‰) qui succède, à cet endroit, au glacier. Tout naturellement, la composition isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de cette concrétion ($-8,1\text{‰}$) traduit l'équilibre avec l'oxygène de l'eau de la mer de Champlain, au même titre que les concrétions mises en place dans les sédiments champlainiens.

Une dernière remarque concerne encore la concrétion D3 qui a fait l'objet de plusieurs analyses sur des prélèvements effectués de l'extérieur vers l'intérieur. S'il apparaît un appauvrissement isotopique vers l'intérieur de la concrétion, on constate qu'il est très faible. Le concrétionnement s'est donc certainement produit au cours d'une phase unique, continue. Toutefois, les oscillations parallèles des rapports $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (fig. 14) laissent supposer de légers changements dans la précipitation du CaCO_3 en relation probable avec des variations de température.

En effet, si l'on admet que l'oxygène du CaCO_3 des concrétions de Deschaillons était en équilibre isotopique avec l'oxygène de l'eau, comme c'est le cas dans les mers post-glaciaires, on peut associer l'augmentation du fractionnement isotopique, de l'intérieur vers l'extérieur de la concrétion D3, à un abaissement de la température; ce qui semble raisonnable dans un lac de barrage glaciaire (GADD *et al.*, 1972) qui précède le stade de Gentilly. La plus forte composition isotopique notée dans ces concrétions est de l'ordre de $-11,5\text{‰}$; en supposant qu'elle corresponde à la température la plus basse atteinte par l'eau du lac, donc au point de congélation (au front du glacier), on peut évaluer les variations de température au cours de la phase de concrétionnement, à partir de la relation suivante (McCREA, 1950; CLAYTON, 1961; BOTTINGA, 1968):

$$\text{Log } \alpha = \frac{2730}{T^2} - 0,00256$$

où le facteur de fractionnement isotopique

$$\alpha = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ carbonate}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ eau}}$$

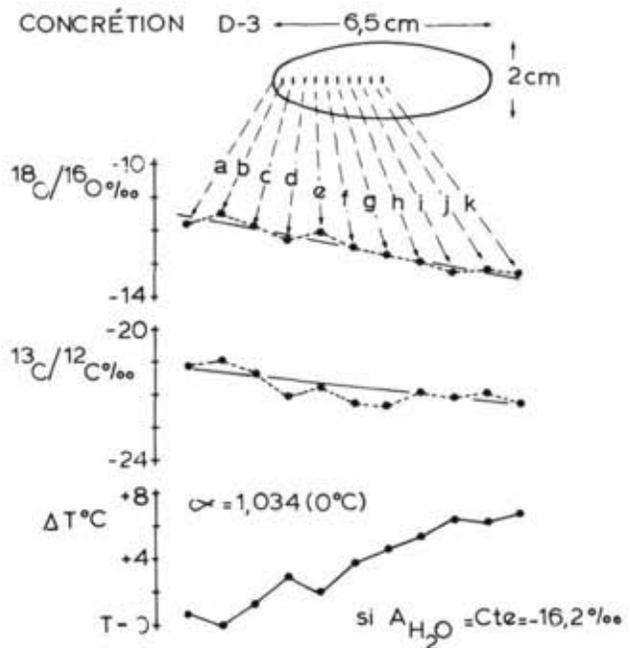


FIGURE 14. Variations des compositions isotopiques dans la concrétion D3 et oscillations thermiques correspondantes.

Variations of the isotopic compositions within concretion D3 and related temperature oscillations.

est, comme nous l'avons vu, une relation inverse de la température absolue.

Il s'établit, si $T = 273,1^\circ\text{K}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ carbonate = $-11,5\text{‰}$, une relation température/fractionnement $\Delta T = -3,6^\circ\text{C}/\text{‰}$. Ainsi, en supposant que la composition isotopique de l'eau, évaluée à partir de l'équation des paléotempératures de CRAIG (1965) à $-16,2\text{‰}$, soit restée constante pendant toute la durée du concrétionnement, l'abaissement de température enregistré par la concrétion serait de $6,8^\circ\text{C}$ (fig. 12). Ce refroidissement de l'eau pourrait s'être produit au cours d'une période de 2000 à 3000 ans, si l'on admet un taux de concrétionnement voisin de celui établi par EHLIN (1973) pour une concrétion lacustre post-glaciaire scandinave.

INTERPRÉTATION DES ÂGES ^{14}C

I. LES FAUNES

Nous ne saurions prétendre traiter le problème du ^{14}C dans les mers épicontinentales froides; nombre d'autres chercheurs sont plus qualifiés pour le faire, mais à la lumière des travaux consacrés à ce sujet, nous voudrions évaluer l'incidence des données hydrologiques et isotopiques obtenues, sur l'activité du ^{14}C dans l'eau et dans le CaCO_3 des faunes.

Cette influence peut être sensible à plusieurs niveaux dans la série des variables responsables des écarts entre les âges ¹⁴C obtenus sur les faunes et les âges sidéraux correspondants (fig. 15). Il paraît donc utile de les distinguer.

1. L'équilibre isotopique du ¹⁴C dans les bassins

Contrairement aux latitudes moyennes où le transfert du CO₂ produit dans l'atmosphère aux bassins se fait rapidement aussi bien dans les eaux de surface qu'en profondeur (RAFTER et O'BRIEN, 1972; GULLIKSEN et NYDAL, 1972), les eaux des hautes latitudes semblent s'équilibrer plus lentement (WILKOMM et ERLIKEUSER, 1972; MANGERUD et GULLIKSEN, 1975). Plusieurs facteurs peuvent intervenir:

- a) L'eau de surface est isolée de l'atmosphère, par les glaces, au cours d'une grande partie de l'année; l'équilibre du ¹⁴CO₂ peut ne pas être réalisé et se traduire par un léger déficit en ¹⁴C dans l'eau. Il est probable cependant que l'amplitude de ce déséquilibre, s'il existe, est faible. En effet, les travaux de OESCHGER et al. (1972) montrent que le CO₂ ambiant peut être piégé jusqu'à 60 m de profondeur dans la glace, où les âges apparents n'excèdent pas quelques centaines d'années. La rééquilibration isotopique du CO₂ inclus dans la glace de l'inlandsis pourrait éventuellement débiter avant la fusion de celle-ci; par conséquent, les eaux de fonte peuvent être proches de l'équilibre avec le CO₂ atmosphérique ambiant et ne pas introduire de grandes anomalies dans les eaux de surface.
- b) Le mélange des eaux saumâtres superficielles avec les eaux plus salées, en profondeur, est incomplet. Le transfert du ¹⁴C des unes aux autres peut être perturbé par cette stratification.
- c) Les eaux profondes d'origine océanique « vieillissent » au cours de leur cheminement du fait de la décroissance radioactive du ¹⁴C.

Appliquées aux mers post-glaciaires du Québec, ces observations nous inciteraient à distinguer les eaux profondes, probablement déficitaires en ¹⁴C, des eaux de surface dont on ignore le déficit éventuel.

Inversement, l'isolement et l'appauvrissement en ¹⁴C des eaux profondes peut diminuer très légèrement l'effet d'inertie de la réserve en ¹⁴C de l'eau, sur les variations secondaires de la production du ¹⁴C atmosphérique. En d'autres termes, il est possible qu'une variation de deuxième ordre du ¹⁴C atmosphérique (de l'ordre de 1%, sur des périodes à peu près décennales; FARMER et BAXTER, 1972) puisse se faire sentir dans les eaux de surface, insuffisamment équilibrées par le réservoir profond de ¹⁴C.

Tous les autres facteurs touchant à l'équilibre du ¹⁴C atmosphérique et les eaux de surface, comme les variations thermiques entre périodes chaudes ou froides, ou l'effet des fluctuations annuelles de la température de l'eau, peuvent être automatiquement corrigées par la normalisation isotopique dont nous parlerons plus loin.

2. Importance du domaine bathymétrique des faunes

Les variables énumérées ci-dessus, démontrent l'importance de bien connaître le domaine bathymétrique occupé par les faunes datées. Une population de *Mya arenaria* prélevée en position de vie dans une plage soulevée, autrefois à la limite de battement des marées, peut donner un âge ¹⁴C apparent normalisé (cf. plus loin) conforme à l'activité du ¹⁴C atmosphérique du moment. Inversement, une population de *Balanus hameri*, recueillie dans un faciès témoignant d'une plus grande profondeur (de l'ordre de 50 m, par exemple) donnera, en fait, l'âge ¹⁴C des eaux plus ou moins « fossiles » où elle vivait. Or l'amplitude de ce vieillissement apparent atteindrait 750 ± 50 ans d'après MANGERUD et GULLIKSEN (1975). Ce qui revient à dire que deux populations contemporaines peuvent donner des

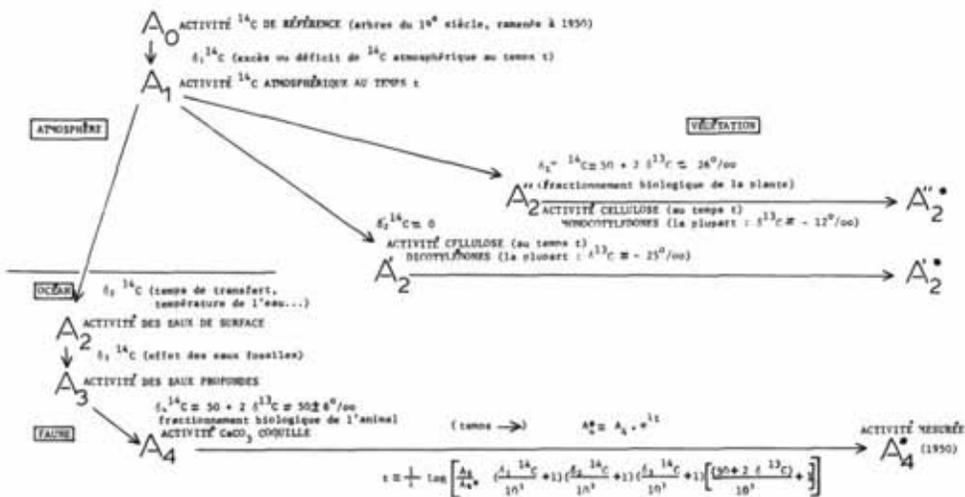


FIGURE 15. Cheminement et fractionnement du ¹⁴C dans les principaux réservoirs. Pathway and fractionation of ¹⁴C in the main reservoirs.

âges contradictoires, dont la différence excéderait largement les erreurs de comptage, ou autres, de la méthode du ^{14}C . LOWDON et BLAKE (1975) démontrent, à propos de datations obtenues sur des échantillons de la mer de Champlain et soumis par le Dr Saint-Onge (université d'Ottawa) et nous-mêmes, l'importance des écarts chronologiques: des âges de $11\,300 \pm 140$ ans BP (GSC-1805), $10\,700 \pm 210$ (QU-75) et $9\,810 \pm 110$ (GSC-1941) ont été obtenus sur des échantillonnages effectués dans le même site. Selon nous, une différence de 1500 ans excède largement la période de mise en place du sédiment englobant, d'autant plus qu'il est antérieur à la sédimentation argileuse de la mer de Champlain. Notons à propos de ces datations, que l'âge apparent le plus élevé (11 300 ans) a été obtenu à partir de *Balanus hameri*, espèce d'eau profonde, tandis que les plus jeunes (10 700 et 9 810 ans) proviennent de *Hiattella arctica*, espèce plus littorale (~ 15 m), pour laquelle d'ailleurs, l'âge le plus ancien (10 700 ans) est celui d'un échantillonnage effectué dans des sédiments glacio-marins fins, plus profonds que ceux du deuxième échantillonnage. Cette interprétation est confirmée par les données isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (tabl. II).

Cette influence variable des eaux fossiles, en provenance de la mer de Goldthwait, vers la mer de Champlain, ne peut être convenablement mesurée qu'en possession de séries de doubles datations bois-coquilles des mêmes sites, témoignant donc de l'écart entre le ^{14}C de l'atmosphère ambiant et celui de l'eau. Le Dr Blake (Commission géologique du Canada) s'efforce de réunir de tels spécimens. En attendant ses conclusions, nous ne pouvons que suggérer d'interpréter les âges ^{14}C des coquilles, en tenant compte de leur domaine bathymétrique. Lorsque les données paléocéologiques et sédimentologiques ne permettent pas de définir ce domaine, la composition isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ peut y suppléer.

3. Le fractionnement isotopique dû à l'animal

En sécrétant le CaCO_3 à partir des ions HCO_3^- , CO_3^{2-} , etc., de l'eau, l'animal introduit un fractionnement isotopique et enrichit le carbonate en isotope lourd ^{13}C , qui se fixe préférentiellement là où les liaisons sont les plus fortes. En fait, d'autres variables interviennent (effets cinétiques, diffusion à travers les membranes cellulaires, etc.) mais, pour des raisons de simplification, il est utile de considérer le fractionnement biologique comme un tout.

Ainsi, pour le carbone 13, on peut observer un enrichissement de quelques ‰, dépendant évidemment de la température d'équilibre. La mesure du fractionnement $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ est d'un accès difficile, mais il a été démontré (CRAIG, 1953 et 1957; RAFTER, 1955; BROECKER et OLSON, 1959, 1961) que le fractionnement $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ était le double de celui que l'on observait sur

le $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. BROECKER et OLSON (1959, 1961) proposent donc une équation permettant une normalisation isotopique⁷ de l'activité ^{14}C mesurée sur un échantillon (et sur le standard ^{14}C également). Cette normalisation isotopique est assez complexe et demanderait, pour l'exposer ici, une trop longue digression. Rappelons simplement qu'elle suppose la connaissance de l'âge réel de l'échantillon. Elle est donc accessible lorsqu'on dispose, par exemple, de datations couplées bois-coquilles.

Il est cependant possible d'homogénéiser les dates obtenues sur les faunes, comme le fait la Commission géologique depuis 1970 (LOWDON *et al.*), en ramenant l'activité de l'échantillon à celle qu'elle devrait avoir si son $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$, moyenne des faunes marines. Or, nous avons démontré que les variations du $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ traduisaient surtout, comme dans le cas du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, des sources d'eaux différentes et non des processus de fractionnement biologique distincts (fonctions ou non de la température). En conséquence, l'anomalie de composition isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ peut être totalement indépendante de celles du $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. La correction précitée, si elle peut se justifier dans les bassins océaniques ouverts, devient donc gratuite dans le cas des mers épicontinentales glaciaires⁸. Pour ces dernières, la seule correction acceptable est la normalisation isotopique telle que définie par BROECKER et OLSON (1959). Comme elle suppose la connaissance de l'âge réel de l'échantillon, elle est difficilement accessible.

Il semble donc souhaitable de signaler les datations au ^{14}C des faunes marines avec leur âge apparent, que l'on considèrera comme un «âge ^{14}C -coquille», avec les incertitudes que cela implique.

Toutefois, pour des fins de comparaison des âges-coquilles avec des données continentales, on peut effectuer une normalisation isotopique partielle en ramenant l'activité du ^{14}C des coquilles, à celle qu'elles devraient avoir si leur $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ était égal à -25‰ , moyenne des arbres du XIX^e siècle, pris comme références

7. La normalisation de la composition isotopique $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ d'un échantillon s'exprime par la relation suivante:

$$\Delta^{14}\text{C} = \delta^{14}\text{C} - (2\delta^{13}\text{C} + 50) \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{10^3}\right) \text{ où } \Delta^{14}\text{C} \text{ est la composition isotopique normalisée, } \delta^{14}\text{C} \text{ la composition isotopique observée au temps } t = 0 \text{ (année de référence, 1950 AD);}$$

$$\delta^{14}\text{C} = \frac{(\text{Activité éch. ramenée à } t = 0) - (\text{activité standard NBS})}{(\text{activité du standard NBS})} \times 10^3$$

$\Delta^{14}\text{C}$ exprime donc un fractionnement isotopique théorique entre l'activité de référence et celle, ramenée à $t=0$ (année 1950), de l'échantillon, indépendante du fractionnement biologique.

8. Cette correction est d'ailleurs peu importante; dans la majorité des cas, elle n'excède pas l'ordre de grandeur de l'écart-type attribué à l'âge des coquilles.

à travers l'acide oxalique du NBS, utilisé comme standard pour le ^{14}C (BROECKER et OLSON, 1959). Comme dans la plupart des cas, le $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ des coquilles est voisin de $\pm 3\text{‰}$, les âges apparents dus à l'enrichissement en isotope lourd des coquilles, par comparaison aux arbres, seront trop jeunes de 410 ± 50 ans.

Les données publiées par MANGERUD et GULLIKSEN (1975) indiquent que l'effet du vieillissement des eaux, se traduisant par des anomalies chronologiques de 600 ± 200 ans dans les faunes des mers nordiques, peut compenser et même excéder l'effet du fractionnement biologique; par conséquent, les âges apparents mesurés sur les coquilles pourront approcher leurs âges réels, sinon les dépasser, compte tenu de l'activité du ^{14}C atmosphérique du moment.

Cette remarque, valable pour les faunes d'eaux profondes, peut ne pas s'appliquer aux faunes très littorales, comme sembleraient le prouver les analyses de WILKOMM et ERLKENUSER (1972).

2. ÂGE ^{14}C DES CONCRÉTIONS

Quelques dosages de l'activité du ^{14}C du carbonate de calcium des concrétions ont été effectués. Les âges que l'on a obtenus (tabl. III) coïncident de façon étonnante avec les données chronostratigraphiques dont on dispose sur les sédiments englobants.

L'âge de la concrétion QU-279 ($36\,280 \pm 2\,410$ ans) peut sembler un peu jeune pour les varves du lac de Deschaillons, si l'on se souvient que les sédiments sous-jacents de l'interstade de Saint-Pierre sont datés à $65\,000\text{--}60\,000$ ans BP (GADD *et al.*, 1972). Pourtant, si la concrétion a donné un âge « fini », il s'agit d'une mesure radiométrique peu sûre, compte tenu de la forte décroissance radio-active de l'échantillon et des possibilités de recristallisations récentes à la surface de la concrétion. On peut admettre cet âge à titre indicatif d'un concrétionnement antérieur au dernier stade glaciaire de Gentilly, d'autant plus qu'on ne possède aucune autre information radiochronologique directe sur l'âge des varves du lac de Deschaillons et que ces dernières n'ont jamais fait l'objet d'un comptage systématique. Les 500 varves suggérées par Karrow (*in* GADD *et al.*, 1972) pour le lac de Deschaillons semblent nettement sous-estimées: plusieurs milliers de varves sont visibles sur divers affleurements.

Les concrétions datées dans les rythmites de la mer de Tyrrell concordent beaucoup mieux avec les données radiochronologiques obtenues sur les faunes (HILLAIRE-MARCEL, 1977). À titre d'exemple, nous avons réuni sur la figure 16 l'essentiel des données pertinentes, concernant huit niveaux de concrétions prélevées dans les rythmites glacio-marines de la mer de Tyrrell, à la base d'une terrasse recoupée par la grande rivière de la Baleine.

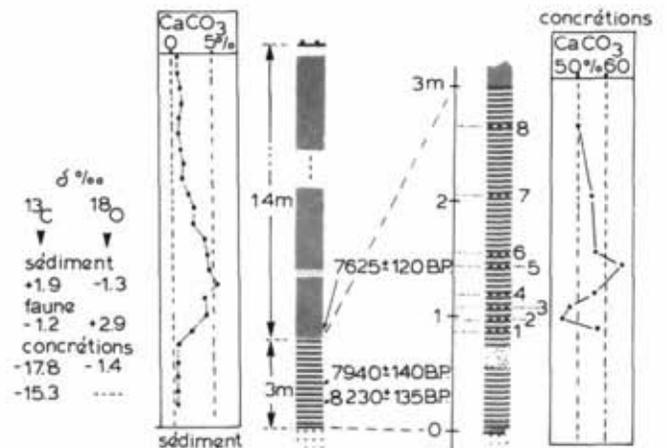


FIGURE 16. Les concrétions calcaires des argiles de la mer de Tyrrell, dans la région de Poste-de-la-Baleine.

Calcareous concretions from Tyrrell Sea clay in Great Whale River area.

On remarque d'emblée que non seulement les âges ^{14}C des concrétions concordent, mais qu'ils sont confirmés par l'âge du premier niveau fossilifère à *Macoma calcaria*, à la base des argiles marines compactes.

Nous voudrions détailler les arguments majeurs qui permettent de considérer, par exemple, la datation I-8363 (8230 ± 135 ans BP) obtenue sur le 1^{er} niveau à concrétions comme représentative de l'âge ^{14}C de la sédimentation:

1) Le concrétionnement est légèrement postérieur à la sédimentation et débute, tout au plus, sous quelques centimètres de sédiments.

2) Quelles que soient les causes (physico-chimiques ou partiellement biogénétiques) du concrétionnement, l'âge ^{14}C du carbone total des concrétions correspond à l'âge moyen du concrétionnement, à condition que le carbone ait été en équilibre isotopique indirect avec le $^{14}\text{CO}_2$ de l'atmosphère.

3) On ne peut envisager la contribution de carbonates « morts » dans ces concrétions pour la raison suivante: les seuls carbonates existant dans la région sont des calcaires magnésiens protérozoïques, transgressifs sur des granito-gneiss archéens, à une dizaine de km au nord du site de prélèvement des concrétions. De plus, ces dernières ont un rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (-17‰) incompatible avec celui de carbonates marins (de -2 à $+2\text{‰}$).

4) La concordance entre l'âge ^{14}C des concrétions et du sédiment englobant a pu être vérifiée dans d'autres sites. EHLIN (1973) avait déjà montré que l'âge d'une concrétion lacustre concordait avec la chronologie varvaire locale. De même, HENDY *et al.* (1972) observèrent une relation continue entre l'âge de no-

dules calcaires et celui de la matière organique immédiatement sus-jacente.

5) Un dernier obstacle s'oppose toutefois à l'utilisation stratigraphique directe de l'âge ^{14}C obtenu sur une concrétion calcaire de ce type: l'activité ^{14}C mesurée correspond à un certain pourcentage du CaCO_3 concrétionné au cours d'une période plus ou moins longue; en d'autres termes, l'âge mesuré traduit l'âge ^{14}C moyen du concrétionnement. On dispose toutefois de diverses études pour évaluer sa durée, ne seraient-ce que les modèles théoriques de BERNER (1969) ou les mesures expérimentales d'EHLIN (1973). Les deux convergent bien et indiqueraient, par exemple pour la concrétion I-8363 de 1,9 cm de diamètre, une précipitation de 340 à 400 ans. Sachant que 83% de la concrétion ont été datés, on peut conclure que le concrétionnement débuta environ 100 à 150 ans avant l'âge ^{14}C moyen. Si, pour comparaison avec d'autres données, on normalise partiellement (cf. plus haut) l'activité du ^{14}C en ramenant le rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ à -25% (moyenne des arbres du XIX^e siècle), on obtient un âge de 8380 ans BP pour la concrétion I-8363. Comme on ne possède aucune information précise sur le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ atmosphérique au cours de cette période et que tout autre fractionnement du ^{14}C dans l'eau (effet des «eaux fossiles» des hautes latitudes) est difficilement atteignable, cet âge peut être corrigé simplement pour la période réelle du ^{14}C ($T = 5730$ ans). Inversement, si l'on veut exprimer l'âge de cette concrétion en «âge coquille» (pour lequel $\delta^{13}\text{C} \approx 0$ et $\delta^{14}\text{C} \approx 50\%$) plus conforme aux données chronologiques disponibles sur la mer de Tyrrell, I-8363 = 8010 ans BP, le concrétionnement ayant probablement débuté vers 8100 ans BP, c'est-à-dire, dès le début de la sédimentation.

Les âges ^{14}C des concrétions calcaires peuvent donc, avec certaines réserves, avoir une valeur stratigraphique.

CONCLUSIONS

Cette étude préliminaire, bien qu'insatisfaisante sur plusieurs points, a permis de définir grossièrement les caractères hydrologiques des principaux bassins post-glaciaires du Québec.

Les mers bordières actuelles succèdent, semble-t-il sans variations salines notables, aux mers de Goldthwait, d'Iberville et de Tyrrell. Des stratifications d'eaux, plus saumâtres en surface, se sont maintenues sans grand changement depuis la déglaciation. L'exondation, provoquée par le rajustement isostatique, s'accompagne donc localement de variations halines et thermiques: la sédimentation marine s'y effectue dans des eaux de plus en plus saumâtres, dont la température moyenne s'élève graduellement.

Les bassins fermés et éphémères, telle la mer de Champlain, ont évolué de façon similaire, bien que leur bilan hydrologique ait été différent: les courants profonds, de provenance océanique, peu mélangés avec les eaux de surface, y maintinrent une salinité relativement élevée, tandis que les eaux de fonte de la glace contribuèrent à entretenir une dessalure prononcée en surface.

L'équilibre isotopique de ces bassins, tant du point de vue des isotopes stables que du ^{14}C , se distingue de celui qui prévaut dans les océans. Les modèles géochimiques courants, qu'il s'agisse des paléo-températures isotopiques ou des datations par la méthode du ^{14}C , doivent donc être appliqués avec réserves.

D'un point de vue stratigraphique, les variations des compositions isotopiques $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ observées dans des faunes se succédant dans un site déterminé, ne traduisent pas forcément des oscillations climatiques ou des variations hydrologiques d'ensemble de la mer, mais plutôt la diminution de profondeur du bassin. Ce même phénomène peut être responsable d'anomalies radiochronologiques. En l'absence de données précises sur l'amplitude de ces dernières, il paraît souhaitable de n'accorder qu'une valeur indicatrice aux datations ^{14}C isolées.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREWS, J. T. (1973): Late Quaternary variations in oxygen and carbon isotopic composition in Canadian Arctic marine bivalves, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, vol. 14, p. 187-192.
- BARBER, F. G. (1968): The water and ice of Hudson Bay. in *Science, History and Hudson Bay* (vol. 1), C. S. Beals, éd., Min. Énergie Mines & Ressources, Ottawa, p. 287-317.
- BAYFIELD, H. W. (1837): Notes on the Geology of the north coast of the St. Lawrence, *Trans. Geol. Soc. London*, vol. 2, n° 5, p. 89-103.
- BENDER, M. M. (1968): Mass spectrometric studies of carbon 13 variations in corn and other grasses, *Radiocarbon*, vol. 10, n° 2, p. 468-472.
- BERNER, R. A. (1968): Rate of concretion growth, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, p. 477-483.
- BERTELSEN, E. (1937): Contribution to the animal ecology of the fjords in East Greenland, *Meddel. Grønland*, vol. 108, n° 3, p. 1-111.
- BOATO, G. (1960): *Isotope fractionation processes in nature. Summer courses on nuclear Geology*, Lab. Geol. nucl., Pise.
- BOTTINGA, I. (1968): Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotope exchange in the system calcite- CO_2 -water, *J. Chem. Phys.*, vol. 72, p. 800-808.
- BOUSFIELD, E. L. (1954): The distribution and spawning seasons of Barnacles on the Atlantic Coast of Canada, *Nat. Mus. Can. Bull.*, vol. 132, p. 112-154.

- (1955): Studies on the shore fauna of the St. Lawrence estuary and Gaspé Coast, *Nat. Mus. Can. Bull.*, vol. 136, p. 95-101.
- (1956): Studies on shore Crustacea collected in eastern Nova-Scotia and Newfoundland, 1954, *Nat. Mus. Can. Bull.*, vol. 142, p. 127-152.
- (1958): Littoral marine Arthropods and Mollusks collected in Western Nova-Scotia, 1956, *Proc. Nov. Scot. Inst. Sci.*, vol. 24, n° 3, p. 303-325.
- (1964): Coquillages des côtes canadiennes de l'Atlantique, *Mus. Nat. Can.*, 89 p.
- BOUTRAY (de), B. (1975): Minéralogie et pétrographie des dépôts meubles pléistocènes de la région de Montréal, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 23, n° 4, p. 347-356.
- BOUTRAY (de), B. et HILLAIRE-MARCEL, C. (1976): Cartographie et stratigraphie des dépôts holocènes de la rivière Payne, Nouveau Québec (en préparation).
- (1977): Le substratum et les dépôts holocènes dans la région de Blanc-Sablon, Québec, *Géogr. phys. Quat.*, vol. XXXI, n° 3-4, p. 207-215.
- BOWEN, R., (1966): *Paleotemperature analysis*, Elsevier, Amsterdam, 256 p.
- BROECKER, W. S. et OLSON, E. A. (1959): Lamont Radiocarbon Measurements, *Amer. J. Sci.*, Radiocarbon suppl., vol. 1, p. 111-132.
- (1961): Lamont Radiocarbon Measurements VIII, *Radiocarbon*, vol. 3, p. 176-204.
- BUDEMEIER, R. W., OKAMOTO, H. S. et HURD, D. C. (1972): Effects of solution and exchange on the radiocarbon dating sediments and natural waters, *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*, Roy. Soc. New Zeal., ed., C 73-C 86.
- CAILLEUX, A. (1975): Concrétions calcaires sur les plages de Poste-de-la-Baleine, Nouveau Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 29, p. 159-160.
- CAILLEUX, A. et DIONNE, J.-C. (1972): Concrétions calcaires quaternaires dans le parc des Laurentides, Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 26, n° 4, p. 361-379.
- CLAYTON, R. N. (1961): Oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water, *J. Chem. Phys.*, vol. 34, p. 724-726.
- CLAYTON, R. N. et DEGENS, E. T. (1959): Use of carbon isotope analyses of carbonates for differentiating freshwater and marine sediments, *Bull. Amer. Petrol. Geol.*, vol. 43, p. 890-897.
- CRAIG, H. (1953): The geochemistry of stable carbon isotopes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 3, p. 53-92.
- (1954): Carbon 13 in plants and the relationship between carbon 13 and carbon 14 variations in nature, *J. Geol.*, vol. 62, p. 115-149.
- (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 12, p. 133-149.
- (1961): Mass-spectrometer analyses of radiocarbon standards, *Radiocarbon*, vol. 3, p. 1-3.
- (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures, *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 5, p. 837-858.
- DAWSON, J. W. (1857): On the newer Pliocene and Post-Pliocene deposits of the vicinity of Montreal, *Can. Naturalist*, vol. 2, p. 401-426.
- DIONNE, J.-C. (1968): Fossiles marins pléistocènes dans la partie nord du Lac-Saint-Jean, *Nat. Can.*, vol. 95, p. 1401-1408.
- (1969): *Mollusques pléistocènes du Québec; localités fossilifères, Lac-Saint-Jean-Saguenay*, Min. Pêches & Forêts, Can., Rapp. Inf., Q-X-7, 33 p.
- (1972): *Le Quaternaire de la région de Rivière-du-Loup / Trois-Pistoles, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent*, Min. Pêches et Forêts, Can., Rapp. Inf., Q.F.-X-27, 95 p.
- DIONNE, J.-C. et LAVERDIÈRE, C. (1969): Sites fossilifères du golfe de Laflamme, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 23, n° 3, p. 259-270.
- DREDGE, L. A. (1971): *Late Quaternary Sedimentary Environments, Sept-Iles, Québec*, thèse M.sc. McGill Univ., Montréal, 102 p.
- DUPLESSY, J.-C., (1972): *La géochimie des isotopes stables du carbone dans la mer*, thèse D. ès Sc. Phys., Paris, 196 p.
- DYCK, W. et FYLES, J. G. (1962): Geol. Surv. Can. Radiocarbon dates I, *Radiocarbon*, vol. 4, p. 13-26.
- EHLIN, P. O. (1973): Radiocarbon dating of a carbonate concretion, *Geol. Fören. Stockholm Förhand.*, vol. 95, p. 398-399.
- (1974): Distribution of carbon isotopes and manganese in some carbonate concretions, *Geol. Fören. Stockholm Förhand.*, vol. 96, n° 1, p. 129-131.
- EK, C. (1976): Dissolution et précipitation des carbonates en relation avec le gel, principalement au Québec. Essai de mise au point (en préparation).
- ELLIS, D. V. (1960): Marine infaunal benthos in Arctic North America, *Arctic Inst. North Amer.*, Tech. pap. 5, p. 1-53.
- ELSON, J. A. (1969): Late Quaternary marine submergence of Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 23, n° 3, p. 247-258.
- EMRICH, K., EHHALT, D. H. et VOGEL, J. C. (1970): Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate, *Earth Planetary Sci. Letters*, vol. 8, p. 363-
- EPSTEIN, S. et MAYEDA, T. (1953): Variation of ^{18}O content of waters from natural sources, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 4, p. 213-224.
- EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, M. A. et UREY, H.C. (1953): Revised carbonate-water paleotemperature scale, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, p. 1315-1326.
- FARMER, J. G. et BAXTER, M. S. (1972): Short term trends in natural radiocarbon, *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*, Roy. Soc. New Zeal., vol. 2, A 58-A 71.
- FISHER, P. H. (1943): Répartition actuelle des Mollusques marins, envisagée comme base d'appréciation pour les géologues, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 5, n° 13, p. 441-458.

- FONSELIUS, S. et OSTLUND, G. (1959): Naturally radioactive measurements of surface waters from the North Atlantic and Arctic Sea, *Tellus*, vol. 11, p. 77-82.
- FONTES, J. C. (1971): Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide, *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*, vol. 23, n° 1, p. 67-86.
- FONTES, J. C. et POUCHAN, P. (1975): Les cheminées du lac Abbé (TFAI): stations hydroclimatiques de l'Holocène, *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 280 (D), p. 383-386.
- FONTES, J. C., MARCÉ, A. et LÉTOLLE, R. (1965): Analyse isotopique de l'oxygène en Géologie: problèmes techniques, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 7, n° 2, p. 133-143.
- GADD, N. R. (1960): Surficial Geology of the Bécancour map-area, Québec, *Geol. Surv. Can.*, pap. 59-8, p. 1-34.
- (1963): Surficial Geology of Ottawa map-area, Ontario and Québec, *Geol. Surv. Can.*, pap. 62-16, p. 1-4.
- (1964): Surficial Geology, Beauceville map-area, Québec, *Geol. Surv. Can.*, pap. 64-12, p. 1-3.
- (1972): Marine deposits, Gatineau valley, Québec, *Geol. Surv. Can.*, pap. 72-1A, p. 157.
- (1973): Distribution of marine deposits, Ottawa-St. Lawrence basin, *Geol. Surv. Can.*, pap. 73-1A, p. 183.
- (1975): Moraines in the Appalachian Region of Québec, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 75, n° 12, p. 1249-1254.
- GADD, N. R., LASALLE, P., DIONNE, J.-C., SHILTS, W. W. et McDONALD, B. C. (1972): Quaternary Geology and Geomorphology of Southern Québec, *24th Int. Geol. Congr. Montr.*, guide-book, field-trip A 44-C 44, 69 p.
- GANGLOFF, P., GRAY, J. et HILLAIRES-MARCEL, C. (1976): Reconnaissance géomorphologique à l'ouest de la baie d'Ungava, Nouveau Québec, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 30, n° 4, p. 339-348.
- GOLDRING, W. (1922): The Champlain Sea: evidence of its decreasing salinity southward as shown by the character of the fauna, *N.Y. State Mus. Bull.*, 232-240, p. 153-154.
- GOLDTHWAIT, J. W. (1913): Limite supérieure de la transgression marine à Montréal, *Excursions aux environs de Montréal et d'Ottawa*, livret-guide n° 3, excursion 10, *Comm. Géol. Can.*, p. 127-130.
- GRAZZINI, C. (1966): *Analyse isotopique de faunes malacologiques plio-pléistocènes des environs de Pise*, thèse, Pise, 50 p.
- GULLIKSEN, S., NYDAL, R. et LÖVSETH, K. (1972): Further calculations on the ^{14}C exchange between the ocean and the atmosphere, *Proc. 8th Radiocarbon Dating Conf.*, Roy. Soc. New Zeal., vol. 1, C 63-C 72.
- HEDGPETH, J. W. (1957): *Treatise on marine Ecology and Paleocology*, vol. 1, *Ecology. Geol. Soc. Amer.*, mem. 67.
- HENDY, C. H., RAFTER, T. A. et McINTOSH, N. W. G. (1972): The formation of carbonate nodules in the soils of the Darling Downs, Queensland, Australia, *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*, Roy. Soc. New Zeal., éd., vol. 1, D 106-D 126.
- HILLAIRES-MARCEL, C. (1972a): Note sur une population pléistocène de *Mya arenaria*, Saint-Joseph-du-Lac, Québec, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, vol. 12, p. 275-283.
- (1972b): Exemples de biocénoses dans la faune champplainienne de la région d'Oka, Québec, *Ann. ACFAS*, vol. 39, p. 76.
- (1973): Commentaires sur la phase à *Mya arenaria* de la mer de Champlain, 2^e Coll. *Quaternaire du Québec*, Rés. Comm., p. 11.
- (1974): État actuel des connaissances sur le relèvement isostatique dans la région de Montréal (Québec) entre moins 13 000 et moins 9 000 ans, *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 278 (D), p. 1939-1942.
- (1976): La déglaciation et le relèvement isostatique à l'Est de la Baie d'Hudson, *Cah. Géogr. Qué.* (sous presse).
- (1977): Composition isotopique et genèse des concrétions calcaires dans les argiles quaternaires lacustres et marines du Québec (en préparation).
- HILLAIRES-MARCEL, C. et BOUTRAY (de), B. (1974): Côte-Nord: rapport de mission n° 2, Centre d'études nordiques, Univ. Laval, Québec, 4 p.
- (1975): Les dépôts meubles de la région de Poste-de-la-Baleine (Nouveau Québec), *Nordicana*, 38, p. 1-47.
- HILLAIRES-MARCEL, C. et OCCHIETTI, S. (1977): Fréquence des datations au ^{14}C des faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, vol. 21, n° 1.
- HILLAIRES-MARCEL, C. et PREDÀ, M. (1974): Minéralogie d'argiles holocènes lacustres et marines de la baie d'Hudson, *Ann. ACFAS*, vol. 41, n° 1, p. 116.
- HILLAIRES-MARCEL, C., PRICHONNET, G. et BOUTRAY (de), B. (1974): Les faciès du Pléistocène marin de la région d'Oka, Québec, *Nat. can.*, vol. 101, p. 781-802.
- HUGHES, O. L. (1955): *Surficial Geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map-areas, Cochrane district, Ontario*, Ph.D. Thesis, Univ. Kansas, 190 p.
- HOEFS, J. (1970): Kohlenstoff und Sauerstoff Isotopenuntersuchungen an Karbonat-Konkretionen und umgebendem Gestein, *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 27, p. 66-79.
- (1973): *Stable isotopes geochemistry*, Springer-Verlag, New York, 140 p.
- HUNTER, W. R., (1949): The structure and behaviour of *Hiatella gallicana* and *Hiatella arctica*, with reference to the boring habit, *Proc. Roy. Soc. Edinburg*, 63-3 (19), p. 271-289.
- KARROW, P. F. (1957): *Pleistocene Geology of the Grondines map-area, Québec*, thèse Ph.D., Univ. Illinois.
- KEELING, C. D. (1961): The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 24, p. 277-296.
- KEITH, M. L., ANDERSON, G. M. et EICHLER, R. (1964): Carbon and oxygen isotopic composition of Mollusk shells from marine and fresh-water environments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, p. 1757-1786.
- KINDLE, E. M. et WHITTAKER, E. J. (1918): Bathymetric checklist of the marine invertebrates of Eastern Canada with an

- index to Whiteaves catalogues, *Contr. Can. Biol.*, Sess. pap. 38 A, p. 229-294.
- LAMMENS, J. J. (1967): Growth and reproduction of a tidal flat population of *Macoma balthica*, *Netherl. J. Sea Res.*, vol. 3, n° 3, p. 315-382.
- LASALLE, P. (1966): Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence Lowlands, Canada, *Leidre Geol. Medel.*, vol. 38, p. 91-128.
- LAURSEN, D. (1966): The genus *Mya* in the arctic region, *Malacologia*, vol. 3, n° 3, p. 399-418.
- LAVERDIÈRE, C. et BERNARD, C. (1969): Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 23, n° 3, p. 355.
- LAVERDIÈRE, C. et MAILLOUX, A. (1956): État de nos connaissances d'une transgression marine post-glaciaire dans les régions du Haut Saguenay et du Lac Saint-Jean, *Rev. Géogr. Montr.*, vol. 10, n° 4, p. 201-220.
- LEE, H. A. (1960): Late glacial and post-glacial Hudson Bay sea episode. *Science*, vol. 131, n°, 3413, p. 1699-1611.
- LÉTOLLE, R. et TIVOLLIER, J. (1966): Relations entre la paléocéologie et la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des Lamellibranches du Tertiaire parisien, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 263 (D), p. 1824-1826.
- LÉTOLLE, R. (1971): Simplification des techniques de préparation de CO₂ et SO₂ en vue de l'analyse isotopique du carbone organique et du soufre des sulfures, *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, vol. 94, p. 449-450.
- (1972): Les paléotempératures isotopiques, problèmes et perspectives, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min. Fr.*, vol. 77, p. 753-758.
- LIBBY, W. F. (1965): *Radiocarbon dating*, 2^e éd., Univ. of Chicago Press.
- LOWDON, J. A. et BLAKE, W., JR (1970): Radiocarbon dates IX and X, *Geol. Surv. Can.*, pap. 70-2B, p. 46-85.
- (1975): Geological Survey of Canada Radiocarbon dates XV, *Geol. Surv. Can.*, pap. 75-7, p. 32 p.
- MANGERUD, J. et GULLIKSEN, S. (1975): Apparent Radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada, *Quaternary Res.*, vol. 5, p. 263-273.
- MCCREA, J. M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, *J. Chem. Phys.*, vol. 18, n° 6, p. 849-857.
- MOORE, H. B. (1958): *Marine ecology*, Wiley, New York, 493 p.
- OCCHIETTI, S. (1976): Dépôts et faits quaternaires du Bas Saint-Maurice, Québec (2^e partie). *Comm. géol. Can.*, Étude 76-1C, p. 217-220.
- OESCHGER, H., SLAUFFER, B., BUCHER, P. et FROMMER, H. (1972): ¹⁴C and other isotopes studies on natural ice, *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*, Roy. Soc. New Zeal., vol. 1, D 70-D 92.
- ORTON, J. H. (1920): Sea temperature, breeding and distribution in marine animals, *Mar. Biol. Assoc. U.K.*, *Plymouth J.*, vol. 12, p. 339-366.
- PILOT, J. (1974): *Les isotopes en Géologie* (trad.), Doin, Paris, 174 p.
- PREST, V. K. (1969): *Retreat of Wisconsin and recent ice in North America*, *Geol. Surv. Can.*, map 1257 A.
- RAFTER, T. A. (1955): ¹⁴C variations in nature and the effect on radiocarbon dating, *New Zeal. J. Sci. Techn.*, B (38), p. 871-883.
- RAFTER, T. A. et O'BRIEN, B. J. (1970): Exchange rates between the atmosphere and the ocean as shown by recent ¹⁴C measurements in South Pacific, *Proc. 12th Nobel Symp. Uppsala*, A-353-378.
- SHACKLETON, N. (1967): Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperature, re-assessed, *Nature*, 215, p. 15-17.
- SWAN, E. F. (1952): Growth indices of the clam *Mya arenaria*, *Ecology*, vol. 33, n° 3, p. 365-374.
- (1952): The growth of the clam *Mya arenaria* as affected by the substratum, *Ecology*, vol. 33, n° 4, p. 530-534.
- TAKAHASHI, T. (1967): Carbon dioxide cycle in the sea and atmosphere, in *Encyclopedia of Atm. Sci. and Astrogeol.*, Fairbridge, éd., p. 131-135.
- TARUTANI, T., CLAYTON, R. N. et MAYEDA, T. K. (1969): The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water, *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 33, p. 987-996.
- THORSON, G. (1936): The larval development, growth and metabolism of arctic marine bottom Invertebrates, *Meddel. Gronland*, vol. 100, n° 6, p. 1-155.
- TROUGHTON, J. H. (1972): Carbon isotope fractionation in plants, *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*, Roy. Soc. New Zeal., vol. 2, p. 39-57.
- TOGLIATTI, V. (1965): Il rapporto ¹⁸O/¹⁶O in *Patella coerulea* della costa tirrenica, *Atti. Accad. Sci. Inst.*, Bologna, vol. 12, n° 11, p. 1-13.
- UREY, H. C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances, *J. Amer. Chem. Soc.*, p. 562-581.
- WAGNER, F. J. E. (1967): Published references to Champlain Sea faunas 1837-1966 and list of fossils, *Geol. Surv. Can.*, pap. 67-16, 82 p.
- (1968): Illustrated check-list of marine Pleistocene Invertebrate fossils of Québec, *Nat. can.*, vol. 95, p. 1409-1433.
- (1970): Faunas of the Champlain Sea, *Geol. Surv. Can.*, Bull. 181, 85 p.
- WHITTAKER, E. J. (1922): Pleistocene and recent fossils of the St. Lawrence valley, *Can. Dept. Min.*, publ. 549, p. 103-108.
- WILLKOMM, H. et ERLLENKEUSER, H. (1972): ¹⁴C measurements of water plants and sediments of lakes, *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*, Roy. Soc. New Zeal., vol. 1, D 1-D 22.
- (1972): ¹⁴C investigation on surface sediments and macrobenthos in the western Baltic Sea, *Proc. 8th Conf. Radiocarbon Dating*, Roy. Soc. New Zeal., vol. 1, C 56-C 57.
- ZENKEVITCH, L. (1963): *Biology of the seas of U.S.S.R.*, Allen & Unwin, Londres.