

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**OSCILLATIONS CLIMATIQUES DE L'EST DE LA BAIE D'HUDSON AU COURS DES
DERNIERS TROIS MILLE ANS À PARTIR DE TRACEURS PALYNOLOGIQUES MARINS ET
TERRESTRES**

**MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE DE LA MAÎTRISE EN
SCIENCES DE LA TERRE**

**PAR
JOAN VALLERAND**

JANVIER 2022

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Quand je suis retournée faire un baccalauréat en géographie dans la quarantaine, j'ai réalisé un rêve de longue date. Je n'avais jamais pensé avoir le privilège de poursuivre à la maîtrise, et ceci, a été possible grâce à une bourse versée par les fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies (FRQNT). Cette étape est importante dans un cheminement de carrière mais, également sur le plan personnel. Elle permet de repousser les limites de ses connaissances, de ses capacités et de relever un beau défi qui nous emplit d'une force tranquille ; celle de savoir qu'on peut réaliser ses rêves quels qu'ils soient.

Je tiens à remercier principalement ma directrice Anne de Vernal, qui m'a acceptée dans son équipe et qui a su partager sa passion pour le monde microscopique des dinokystes et autres microorganismes océaniques. Sa patience et son sourire ont adouci les moments plus ardues de certaines étapes et ont permis l'aboutissement de ce mémoire. Ses encouragements à développer mes aptitudes naturelles et personnelles m'ont donné l'opportunité de fusionner la science à mes intérêts plus artistiques telle la présentation visuelle et la photographie.

Je tiens également à remercier Natasha Roy pour le partage de son expertise en grains de pollen et sa patience avec mes innombrables photos de mes inconnus. Un merci à tous mes collègues de laboratoire qui ont su créer une ambiance de partage, de complicité et de respect tout au long de ces trois dernières années. Un merci également à ma collègue Xiner Wu, qui est d'une patience d'ange et avec qui j'ai pu partager des moments de découvertes tant au microscope qu'en mathématique.

Un merci spécial à l'équipe allemande qui m'a acceptée dans la mission scientifique à l'été 2019 au Labrador et au Lac Melville, et avec qui j'ai pu partager des moments inoubliables. Leur savoir, leur expérience et leur confiance m'ont permis de vivre une expérience en mer que seuls quelques choyés ont la chance de vivre au cours de leur vie. Également, un merci aux membres de l'équipage du *Maria S. Merian* qui ont su partager leur passion de l'océan ainsi que leur bonne humeur tout au long du voyage.

Je suis consciente également que je n'aurais pu passer à travers cette maîtrise sans l'appui de mon conjoint. Son soutien et ses encouragements m'ont permis de garder le cap durant les moments plus difficiles au fil des sessions. À force de lui parler de dinokystes, il en est même venu à connaître certains noms.

Je suis extrêmement fière d'avoir eu le courage d'aller au bout de mon rêve et je suis maintenant prête pour les nouvelles opportunités qui croiseront ma route.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTES DES TABLEAUX	x
RÉSUMÉ	xi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 Mise en contexte	3
1.1 Contexte géomorphologique	3
1.2 Contexte océanographique et climatique	6
CHAPITRE 2 Matériel et méthodes	17
2.1 Site d'échantillonnage	17
2.2 Analyses micropaléontologiques	17
2.3 Datations	20
2.4 Analyses multivariées	22
2.5 Reconstitutions paléocéanographiques	22
CHAPITRE 3 Résultats	26
3.1 Chronologie	26
3.2 Les concentrations de palynomorphes	27
3.3 Les assemblages sporo-polliniques	28
3.4 Les assemblages de dinokystes	30
3.5 Reconstructions paléocéanographiques à partir des assemblages de dinokystes	34
CHAPITRE 4 Discussion	38
4.1 Couvert végétal et climat à l'échelle régionale	38
4.2 Productivité primaire et conditions hydrographiques	42
4.3 Variations climatiques de l'Holocène tardif dans l'est de la Baie d'Hudson	47
4.3.1 Phase relativement chaude de 3300 à 1800 ans BP	47
4.3.2 Transition vers une phase froide à partir de 1800 ans BP	52
4.3.3 Mise en perspective des résultats à une échelle hydroclimatique globale.....	54

CONCLUSION	58
ANNEXE A Dénombrement des pollen et spores de la carotte AMD0509-20	60
ANNEXE B Dénombrement des dinokystes de la carotte AMD0509-20	61
ANNEXE C Dénombrement des palynomorphes autres que le pollen et les dinokystes de la carotte AMD0509-20	62
ANNEXE D Matrice de corrélation des espèces de dinokystes	63
BIBLIOGRAPHIE	64

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1. Carte de localisation de la baie d’Hudson et des provinces canadiennes adjacentes, des principales villes, de la bathymétrie (<i>World Ocean Atlas</i> , 2018 (WOA18)) ainsi que du site de carottage AMD0509-20	4
1.2. Circulation estivale des masses d’eau dans le complexe de la baie d’Hudson (d’après Pêches et Océans Canada Affiche 8 : Est de l’Arctique canadien) avec les principales masses d’eau et la localisation de la carotte AMD0509-20. En hiver le sens de l’écoulement est similaire mais, les courants sont plus forts en été	7
1.3. Bassin hydrologique de la baie d’Hudson, de la baie James et de la baie d’Ungava : seuls les affluents principaux sont illustrés. Figure d’après Stadnyk (2020)	9
1.4. Carte de la température (gauche) et de la salinité (droite) de surface durant la saison estivale (juillet à septembre). Les valeurs sont extraites d’une compilation de données moyennes enregistrées entre 1955 et 2017 et disponibles sur la version 2018 du <i>World Ocean Atlas</i> (2018) (WOA18)	10
1.5. Localisation des stations d’échantillonnage (points rouges) pendant la Mission MERICA-nord 2003 (Harvey et al., 2006). À gauche, les profils de température et de salinité en août 2003	11

1.6.	Carte de la moyenne annuelle (1995-2005) de la durée du couvert de glace, les couleurs plus foncées correspondant à une plus longue période en nombre de semaines. Les flèches pointillées en blanc indiquent la circulation générale de l'eau de surface. Figure modifiée de Heikkilä et al. (2016). Les données proviennent du <i>National Snow and Ice Data Center</i> (NSIDC) (Meier et al., 2013)	13
1.7.	Graphique Graphique de la superficie moyenne pour la saison estivale (du 19 juin au 19 novembre) de la glace de mer dans la Baie d'Hudson (Environnement et Changement climatique Canada, 2021). En bleu le couvert de glace par année, en orange la courbe de tendance 1968-2020 qui correspond à une diminution de 64 000 km ² sur l'ensemble de la période, avec un niveau de confiance de 95% tel que calculé à partir d'une régression linéaire. Les tests statistiques utilisés pour déterminer l'orientation (positive ou négative) et l'ampleur (pente) sont le test de tendance de Mann-Kendall ainsi que la méthode de Sen. Pour plus de détails se référer au document d'Environnement et Changement climatique Canada : Indicateurs canadiens de durabilité de l'environnement Glace de mer au Canada (Environnement et Changement climatique Canada, 2021).	14
1.8.	Localisation du site à l'étude et principales zones de végétation (Payette, 1992)	16
2.9.	Diagramme représentant la relation âge-profondeur à partir du logiciel Bacon (Bayesian accumulation histories) (Blaauw et Christen, 2011). En violet sont indiqués les âges calibrés (ans BP), en rouge la courbe des âges par rapport à la profondeur et en gris les incertitudes estimées avec un coefficient de 95% (2σ)	21
3.10.	Diagramme de la concentration des palynomorphes aquatiques et terrestres et du rapport dinokystes/pollen dans les sédiments de la carotte AMD0509-20.	28

3.11.	Diagramme de pourcentage des principaux taxons polliniques et de spores dans la carotte par rapport aux âges. Il est à noter que les pourcentages sont calculés à partir de la somme pollinique, excluant les spores	30
3.12.	Diagramme de pourcentage des dinokystes dans la carotte. Les sections en gris et blanc représentent les zones déterminées par les analyses multivariées (voir Figure 13)	31
3.13.	Résultat de l'analyse par composante principale réalisées sur les assemblages de dinokystes de la carotte AMD0509-20 (n = 65) : dispersion des taxons par rapport aux axes 1 et 2 de la PCA. Seulement les taxons significatifs (P < 0.05%), à l'extérieur de la ligne grise pointillée, sont représentés dans ce graphique. Les axes 1 et 2 représentent respectivement 47,9 et 12,8 % de la variance	32
3.14.	Reconstitution de la température (°C) et de la salinité (psu) estivales de surface, durée du couvert de glace (mois/an) et productivité primaire annuelle (gC/m ² .an). La ligne noire est la moyenne, les lignes grises de chaque côté représentent le minimum et le maximum et la ligne rouge la moyenne glissante. La flèche bleue avec la ligne pointillée indique les valeurs modernes. Les zones A1, A2 et B correspondent aux zones d'assemblages des dinokystes (voir figures 12 et 13)	36
3.15.	Résultat de l'analyse en composante principale (n = 65) des paramètres océanographiques reconstitués. En bas, à droite, la corrélation des variables océanographiques par rapport aux axes 1 et 2 qui représentent respectivement 79 et 13 % de la variance	37
4.16.	Figure empruntée à Carcaillet et Richard (2000) illustrant la saisonnalité hydroclimatique au cours de l'Holocène. A-B. Abondance et fréquence des incendies dans l'ouest du Québec déduite des flux de micro-charbon; C. humidité relative estivale déduite de l'analyse isotopique de cernes d'arbres (données de Edwards et al.,1996) : D. Le pourcentage des sites avec un bas niveau des lacs dans l'est du Canada (Laird et al. 1996). Les bandes de couleur représentent les zones de cette étude telles qu'établies à partir des assemblages de dinokystes ; en jaune foncé la zone A1, en jaune pâle la zone A2 et en bleu la zone B.	41

- 4.17. Figure empruntée et modifiée de Heikkilä et al. (2014). Résumé conceptuel de l'organisation spatiale des assemblages de kystes de dinoflagellés dans le système du complexe de la Baie d'Hudson en réponse à la stratification de l'eau douce et à la disponibilité des nutriments et de la prédation. Le couloir côtier est séparé par une ligne blanche en pointillés et la direction de la circulation des eaux de surface est indiquée par des flèches. SCM = chlorophylle maximum de sub-surface 44
- 4.18. Synthèse des reconstitutions climatiques de l'Holocène tardif dans la région de la Baie d'Hudson: **a)** Carte des sites : AMD0509-20 (présente étude); LG4-01, LG4-05, LG4-06, LG4-09, LG4-12, Daumont, Delorme et Desautels (Carcaillet et Richard, 2000) ; SP02 – SP04 (Adams et Finkelstein, 2010) ; Nachvak Fjord (Richerol et al., 2015) ; Unit Lake (Camill et al., 2012) ; Gravel Ridge, Eagle Lake, Lake Hope Simpson et HU91-045-006 (Sawada et al., 1999) ; Clyde Foreland, CF3, Dye Lower, Water Lake, Donald Lake, Robinson Lake et Lake Jack (Miller et al., 2005) ; HU-87-034-015 (de Vernal et al., 2013a) ; Lake K2 (Fallu et al., 2005) ; Lac Aurélie (Bajolle et al., 2018). **b)** représentation qualitative des conditions paléoclimatiques en référence au climat moderne. En jaune sont indiqués les intervalles relativement chauds, en bleu clair et bleu foncé les intervalles relativement froids et très froids; en blanc, pas de changement marqué du climat. Les sources utilisent différentes méthodes afin de déterminer les intervalles chaud/froid et/ou humide/sec (voir tableau 3). Les âges sont exprimés en années calibrées BP 48
- 4.19. Synthèse récapitulative et comparative des changements climatiques et hydroclimatiques : a) présente étude, avec les reconstitutions de températures (°C) et salinité (psu) estivales (Figure 14), l'abondance relative des dinokystes indicateurs de milieux océaniques (Figure 12), l'abondance relative du pollen de *Picea* et *Pinus* (Figure 11), ainsi que les zones déterminées par une PCA. En b) figures empruntées à Carcaillet et Richard (2000) illustrant la saisonnalité hydroclimatique au cours de l'Holocène (Figure 16) 56

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1. Dates radiocarbone. L'âge médian calibré exprimé en ans BP a été utilisé dans les diagrammes des résultats (Figure 14). En noir, les dates ajoutées lors de cette étude. En gris, les dates de Haberzettl et al. (2010)	22
2.2. Tableau récapitulatif de la validité des reconstitutions à partir des assemblages de dinokystes dans lequel sont indiqués le coefficient de corrélation (r^2) entre observation et reconstitutions, l'erreur de la moyenne quadratique (RMSE) de la différence entre les observations et reconstitutions pour l'ensemble de la base de données (n=1968) et à partir d'un jeu de données (n=328) de vérification (RMSEp)	25
4.3.1 Caractéristiques des intervalles paléoclimatiques des études régionales auxquelles il est fait référence dans le texte et à la figure 18	50

RÉSUMÉ

Les reconstructions paléoclimatiques quantitatives basées sur les dinokystes et les pollen et spores provenant de la carotte de sédiment marin AMD0509-20, localisée au nord du village de Kuujuarapik au Nunavik, dans l'est de la baie d'Hudson, ont permis de retracer les paramètres liés au climat terrestre (végétation) et marin (température et salinité estivales ainsi que le couvert de glace de mer) couvrant les trois derniers millénaires. Les compilations d'analyses polliniques de sites avoisinants de la baie d'Hudson et de l'est du Canada indiquent que l'enregistrement pollinique marin reflète les changements de végétation de l'environnement terrestre régional. Nos résultats permettent donc des corrélations avec la climatostratigraphie continentale et des comparaisons directes entre les conditions de températures de surface marine, les apports d'eau douce qui déterminent la salinité et l'évolution de la végétation, ainsi que des inférences indirectes sur l'impact des changements hydroclimatiques saisonniers sur les feux de forêts et le niveau des lacs. Nos résultats démontrent des conditions relativement chaudes avant 2600 ans BP avec des températures estivales d'environ 2°C plus élevées par rapport à l'actuel. Les températures, la salinité et le couvert de glace évoquent un climat différent de celui de l'actuel avec des contrastes saisonniers marqués, des températures plus élevées en été, mais pas nécessairement en hiver, et un bilan d'eau douce caractérisé par des précipitations moindres. De 2600 à 1800 ans BP, des changements importants sont enregistrés avec une baisse abrupte des températures de surface vers 2600 ans BP, suivie d'une baisse graduelle de la salinité jusque vers 2200 ans BP, suggérant des conditions hydroclimatiques instables. Après 1800 ans BP, les températures de surface estivales et la salinité se stabilisent autour des valeurs actuelles. L'ensemble de nos résultats illustre donc, non seulement un refroidissement au cours de l'Holocène tardif mais, également des changements du régime hydrologique régional marqué par une baisse des précipitations estivales favorisant des cycles d'incendies plus fréquents en milieu continental et favorisant un déclin progressif des épinettes (*Picea*) en faveur des pins (*Pinus*).

Mots-clés : Baie d'Hudson, palynologie, dinokystes, pollen et spores, reconstitutions paléocéaniques, Holocène tardif, paléoclimats

INTRODUCTION

Les hautes latitudes sont des zones particulièrement sensibles au réchauffement global en raison d'une amplification arctique (Serreze et Barry, 2011). Les écosystèmes des zones côtières de la Baie d'Hudson risquent ainsi de subir d'importantes transformations dans les prochaines décennies. Toutefois, les variations naturelles du climat et de l'environnement marin y sont mal connues faute de données instrumentales au-delà de quelques décennies. Or, pour appréhender l'évolution future des milieux subpolaires, la prise en compte de la variabilité naturelle et des mécanismes qui sont à l'origine des variations climatiques régionales est essentielle. De ce point de vue, la Baie d'Hudson est un milieu très intéressant car elle peut être considérée comme un baromètre du climat en raison de sa position géographique nordique et des écosystèmes qui la borde, soit à la limite nordique des arbres dans les milieux terrestres adjacents (Smith et al., 1992), et subarctique en milieu marin où la glace saisonnière est une caractéristique importante (Environnement et Changement climatique Canada, 2021). La baie d'Hudson est ainsi une région des plus pertinentes pour étudier les interactions entre le climat, les écosystèmes marins et terrestres dans un contexte subarctique.

Afin d'aborder les changements dans les environnements côtiers, la palynologie est une approche privilégiée. La palynologie, au sens large est l'étude de tous les microfossiles à membrane organique réfractaire formée de chitine ou de sporopollinine. Ces microfossiles sont aussi désignés par le terme de palynomorphes. Ils incluent les grains de pollen et les spores issus de la végétation terrestre. Ils incluent également les restes de protistes issus du milieu aquatique tels les kystes de

dinoflagellés (dinokystes) ainsi que les réseaux organiques de foraminifères, les loricas et kystes de ciliés. La présente étude consiste à utiliser des échantillons de sédiment marin pour l'analyse des palynomorphes avec une attention particulière aux populations de dinokystes qui permettent des reconstructions des changements de la température de l'eau, de la salinité, de la durée saisonnière du couvert de glace ainsi que de la productivité au cours des derniers 3000 ans (de Vernal et al., 2020). L'analyse des autres palynomorphes qui représentent aussi des flux biogéniques fournit des informations complémentaires sur le milieu de dépôt, la productivité aquatique et les apports du milieu terrestre.

La carotte AMD0509-20, prélevée avec un carottier à gravité dans le cadre du programme ArticNet à bord du navire *NGCC Amundsen*, a été analysée aux fins de la présente étude. Le site de carottage se situe au sud-est de la Baie d'Hudson, dans le secteur un peu plus au nord de l'embouchure de la Grande-Rivière à la Baleine, près du village de Kuujjuarapik, au Nunavik. Les résultats serviront à évaluer les impacts des changements climatiques naturels, au cours des derniers 3000 ans et de les comparer aux changements régionaux et globaux.

CHAPITRE 1

MISE EN CONTEXTE

1.1 Contexte géomorphologique

La Baie d'Hudson est l'une des plus grandes mers intérieures au monde, s'étendant dans un bassin épicontinental de plus de 822 324 km² (Marsh, 2019). Elle occupe une dépression dans le bouclier précambrien canadien qui a subi un affaissement de la croûte terrestre dû au poids de la calotte glaciaire continentale dont la surface a atteint ~3000 mètres d'altitude au-dessus du niveau de la mer lors du dernier maximum glaciaire (Stokes, 2017). Les glaciations successives du dernier million d'années ont façonné le plancher océanique, la physiologie côtière et l'écosystème marin de la Baie d'Hudson (Stewart et Lockhart, 2005 ; Shilts, 1986). La baie d'Hudson est entourée des provinces de Québec à l'est, de l'Ontario au sud, du Manitoba à l'ouest, ainsi que par le territoire du Nunavut au nord (Figure 1). Elle mesure environ 830 km d'ouest en est et 1 500 km (Marsh, 2019) du nord au sud et couvre donc un vaste domaine bioclimatique, de la forêt boréale à la toundra. Son bassin, d'une profondeur moyenne de 125 m (Prinsenbergh, 1986), a une profondeur inférieure à 80 m le long des côtes et atteint environ 250 m au centre du bassin (Figure 1) (Stewart et Barber, 2010 ; Stewart et Lockhart, 2005 ; Zevenhuizen et Josenhans, 1990).

La baie d'Hudson est reliée à l'Océan Arctique par le bassin de Foxe, les détroits de Fury et Hecla au nord-est. Elle est connectée à l'Océan Atlantique via la Mer du Labrador par le détroit d'Hudson à l'est.

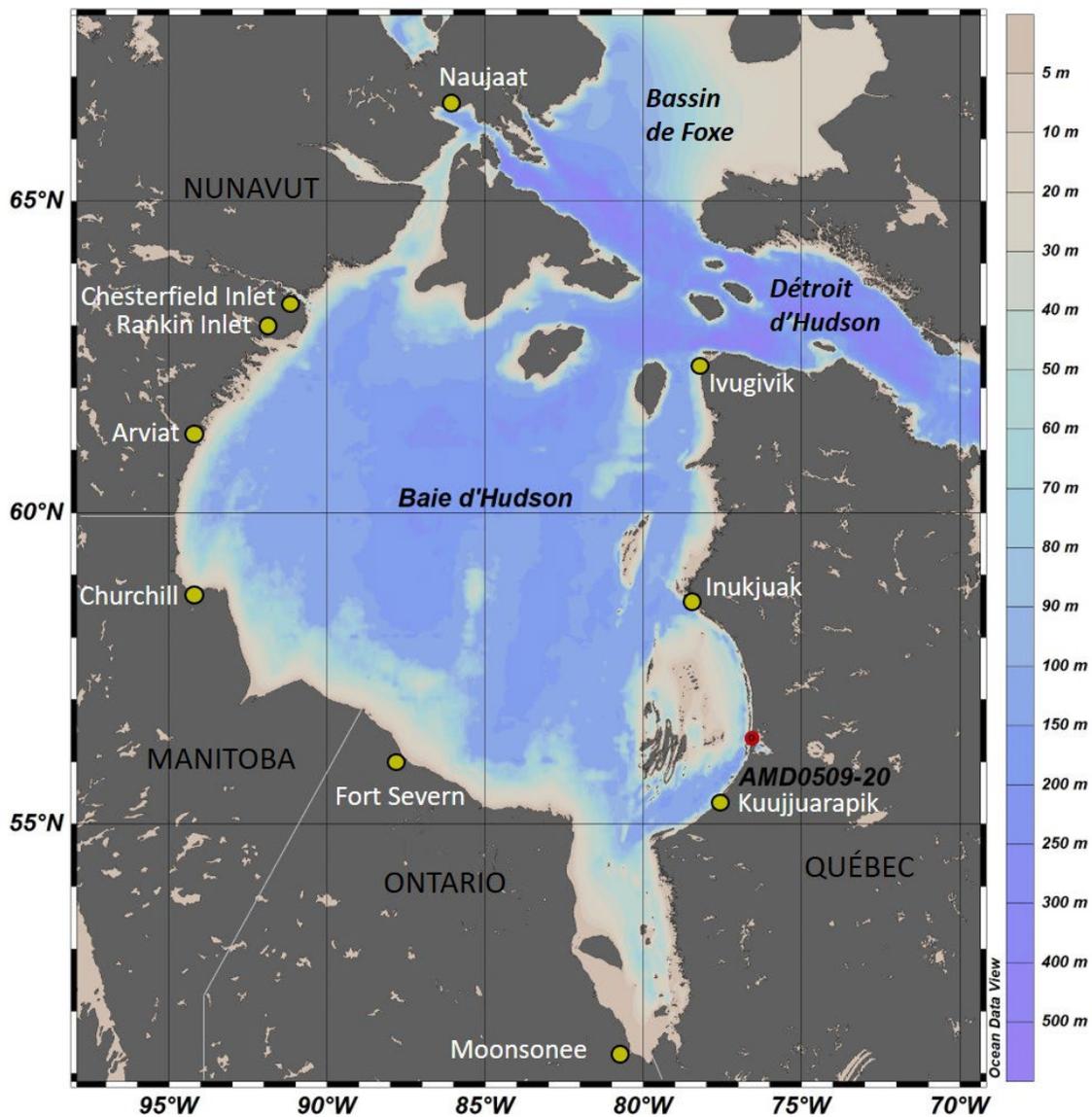


Figure 1.1 : Carte de localisation de la baie d'Hudson et des provinces canadiennes adjacentes, des principales municipalités, de la bathymétrie (*World Ocean Atlas, 2018 (WOA18)*) ainsi que du site de carottage AMD0509-20.

La géomorphologie de la région de la baie d'Hudson a éveillé des questionnements dès le 17^e siècle quant à l'origine des dépôts meubles. La première mention concernant les plages soulevées a été faite par Low (1887) qui évalua une élévation maximale du niveau de la mer à 205 m. Cette avancée a permis à de Geer de proposer en 1897 le premier modèle des mouvements glaciaires dans l'est du Canada, à partir d'un centre de d'écoulement hudsonien. Des recherches subséquentes sur la stratigraphie de la région ont été réalisées (Hugues, 1955, 1965 ; Craig, 1969 ; Lavroushin, 1972 ; Hardy, 1977 ; Hillaire-Marcel et al., 1975), fournissant des informations complémentaires sur le relèvement isostatique, la remontée eustatique du niveau de la mer et le mouvement de la marge glaciaire (Farrand, 1962 ; Hillaire-Marcel, 1976 ; Lajeunesse et Allard, 2003a). Ces études ont contribué à établir une chronologie de la succession des événements paléogéographiques liés à la déglaciation et au relèvement isostatique de la Baie d'Hudson. Une courbe d'émersion des terres, établie à partir des plages soulevées, suggère un relèvement isostatique en plusieurs phases. Le socle a d'abord été marqué par la disparition du centre de radiation glaciaire pléni-wisconsinien du sud-est de la baie d'Hudson, puis par celle du centre de radiation plus récent du Nouveau-Québec. Le relèvement glacio-isostatique était de $\sim 6,5$ cm/an vers 6000 ans avant l'actuel et se poursuit encore aujourd'hui à une vitesse d'environ 1,1 cm/an aujourd'hui (Hillaire-Marcel, 1976 ; Lajeunesse et Allard, 2003b ; Tarasov et Peltier, 2004).

Par des études de la stratigraphie et du contenu micropaléontologiques de dépôts marins postglaciaires, certains auteurs ont reconstitué les paléoenvironnements depuis la dernière glaciation dans le secteur sud-est de la Baie d'Hudson (Bilodeau et al., 1990). Ces reconstitutions ont permis de retracer la productivité ainsi que les conditions de température et de salinité depuis l'invasion marine par la mer de Tyrrell (Bilodeau et al., 1990). Ces travaux sont en accord avec les informations

chronologiques sur les lacs Agassiz et Barlow-Ojibway dont le niveau maximum aurait été atteint vers 8470 années calendrier (cal) BP (Barber et al., 1999) et 8205 années cal BP (Roy et al., 2011), et la pénétration des eaux marine dans le détroit d'Hudson au moment de l'invasion de la mer de Tyrrell dans la Baie d'Hudson (Lajeunesse et Allard, 2002, 2003a et 2003b ; Lajeunesse et St-Onge 2008).

1.2 Contexte océanographique et climatique

Aux moyennes-hautes latitudes de l'Hémisphère Nord, la force de Coriolis rend compte d'une circulation des masses d'eau dans le sens anti-horaire. Ainsi, la Baie d'Hudson se singularise par des courants de surface animés d'un mouvement anti-horaire. Par ailleurs, la circulation atmosphérique en altitude contrôlant le mouvement des systèmes météorologiques est principalement liée au flux autour d'un vortex de basse pression (vortex polaire) situé sur l'île de Baffin en hiver mais qui s'affaiblit et recule vers le nord en été (Stewart et Lockhart, 2005 ; Maxwell, 1986), ce qui entraîne une circulation anti-horaire des eaux de surface de la baie (Figure 2).

Trois sources d'eau composent le complexe hydrographique de la baie d'Hudson : (1) les eaux météoriques et le ruissellement de surface du bassin de drainage, (2) l'eau froide et peu salée provenant de l'Océan Arctique via le bassin de Foxe, et (3) l'eau plus chaude et salée de l'Atlantique, via la Mer du Labrador. Les eaux du bassin de Foxe sont constituées principalement des eaux de l'Arctique ayant circulé à travers le détroit de Fury et Hecla puis se propageant dans la baie d'Hudson avec les courants marins (Jones et Anderson, 1994).

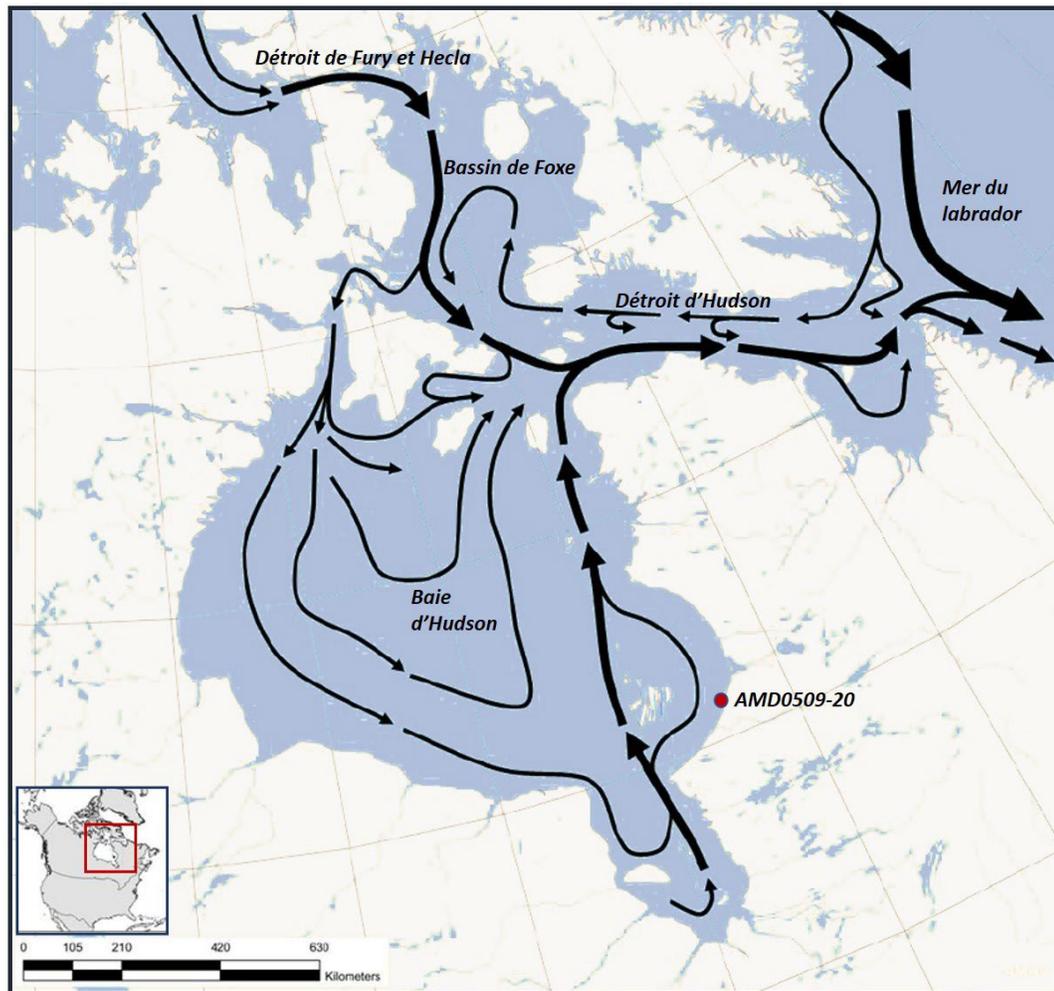


Figure 1.2 : Circulation estivale des masses d'eau dans le complexe de la baie d'Hudson (d'après (Pêches et Océans Canada Affiche 8 : Est de l'Arctique canadien) avec les principales masses d'eau et la localisation de la carotte AMD0509-20. En hiver le sens de l'écoulement est similaire mais, les courants sont plus forts en été.

De grandes marées prenant origine dans l'Atlantique Nord entrent dans la Baie d'Hudson deux fois par jour (Dohler, 1968; Drinkwater, 1988 ; Saucier et al., 2004) générant des marées semi-diurnes. Une petite région le long de la côte est classée mixte avec une faible marée diurne à semi-diurne (Prinsenberget Freeman 1986). L'amplitude des marées semi-diurnes diminue progressivement dans le sens anti-horaire, de 1,5 m le long de la côte ouest à 0,10 m le long de la rive est près d'Inukjuak.

Les marées diurnes y ont une amplitude de 0,08 et 0,03 m respectivement (Prinsenber^g et Freeman, 1986 ; Prinsenber^g, 1988). Les courants de marée ont été mesurés à l'entrée de la baie d'Hudson où ils atteignent des vitesses de 90 à 100 cm s⁻¹. Leur vitesse est moindre, de l'ordre de 30 cm s⁻¹, à l'intérieur de la baie d'Hudson (Prinsenber^g et al., 1986). Dans la Baie d'Hudson, le gradient entre les basses et hautes eaux atteint environ 3 m au nord-est, 4 m près de Churchill, 2 m à l'est de la Baie James et 0,5 m à Inukjuak (Dolher, 1968; Godin 1974).

La Baie d'Hudson reçoit des quantités considérables d'eau douce provenant des nombreux affluents (Déry et al., 2010 ; voir Figure 3) qui représenteraient un volume d'environ 900 à 940 km³ (Shikimanov et Shikimanov, 2003 ; Déry et al., 2005, 2010 ; Holmes et al., 2012). Le bassin de drainage de la Baie d'Hudson et de la Baie James représenterait à lui seul près de 776 km³ par année pour la période s'étendant de 1964 à 2000 (Déry et al., 2010). Les apports atteignent leur maximum de mai à octobre (Stewart et Barber, 2010) et se concentrent principalement le long des côtes (Prinsenber^g, 1988). Il s'agirait de l'une des principales sources d'eau douce de la Baie d'Hudson avec la fonte de la glace de mer (Prinsenber^g, 1988). De tels apports d'eau douce abaissent la salinité de surface et entraînent une stratification prononcée des masses d'eau en saison estivale favorisant ainsi la formation de la glace de mer en hiver (Déry et al., 2010).

et jusqu'à environ 75 m de profondeur, s'étend une couche d'eau dont les températures sont inférieures à -1°C et les salinités supérieures à 31 psu (Harvey et al., 2006). En dessous de 75 m, l'eau est plus froide (-1.2°C à $-1,8^{\circ}\text{C}$) et plus salée (> 33 psu) (Harvey et al., 2006).

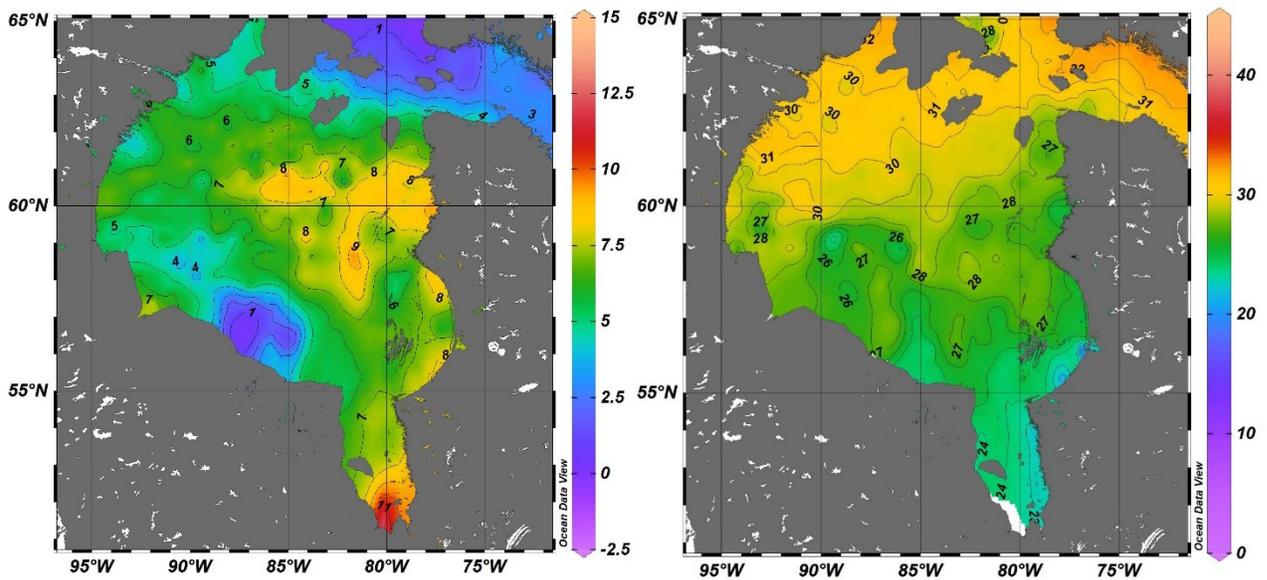


Figure 1.4 : Carte de la température (gauche) et de la salinité (droite) de surface durant la saison estivale (juillet à septembre). Les valeurs sont extraites d'une compilation de données moyennes enregistrées entre 1955 et 2017 et disponibles sur la version 2018 du *World Ocean Atlas* (2018) (WOA18).

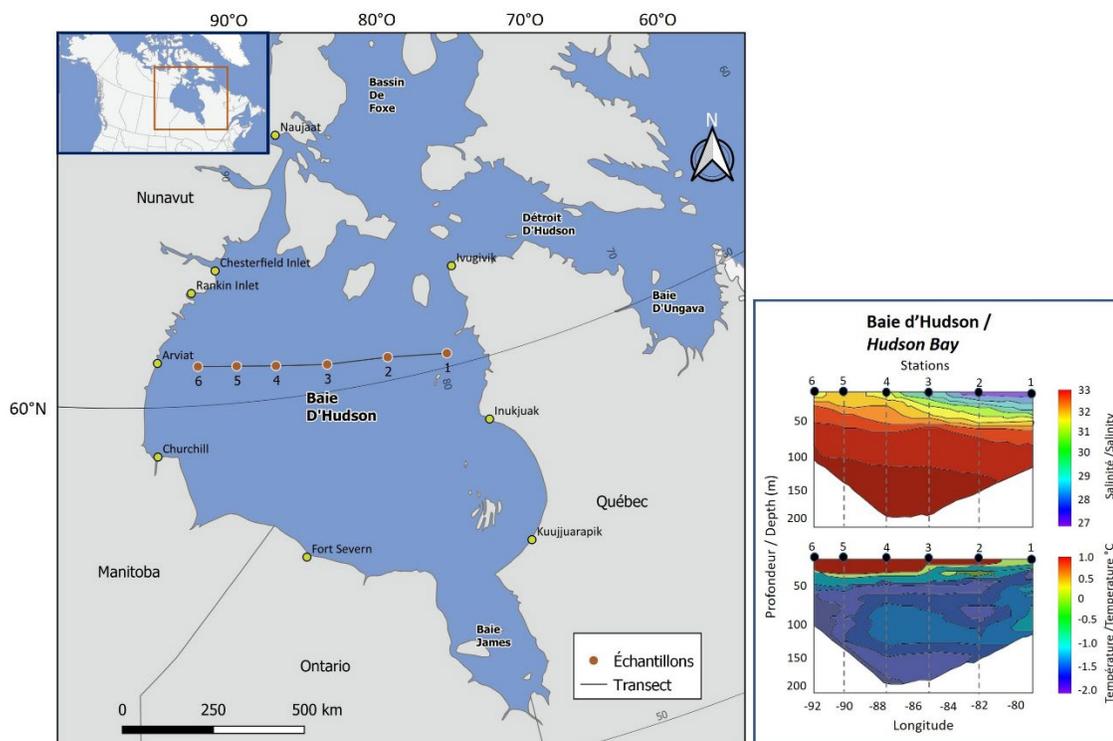


Figure 1.5 : Localisation des stations d'échantillonnage (points rouges) pendant la mission MERICA-nord 2003 (Harvey, et al., 2006). À gauche, les profils de température et de salinité en août 2003.

La baie d'Hudson est couverte de glace de mer en hiver et libre de glace en été (Environnement et Changement climatique Canada, 2021). La glace de mer commence à se former près du hameau de Naujaat (au Nunavut) en octobre et s'étend rapidement en novembre le long de la côte ouest de la Baie d'Hudson jusqu'à la Baie James puis vers l'est (Stewart et Lockhart, 2005). À la mi-décembre la surface de la baie est couverte de 9 à 10% de glace. Dans le sud-est, la consolidation de la glace de mer et de la banquise côtière se fait normalement entre mi-janvier et mi-mars (Stewart et Lockhart, 2004). Le couvert de glace de mer atteint un maximum de concentration et d'étendue en avril et mai. L'épaisseur de la glace maximum est enregistrée entre février et juin selon les années et les lieux, soit près de 71 cm à

Moosonee et 285 cm à Inukjuak (Stewart et Lockhart, 2005). Ensuite, avec l'augmentation de la durée d'ensoleillement journalière, la glace fond et l'ensemble de la baie d'Hudson est finalement libre de glace vers la première semaine d'août (Stewart et Lockhart, 2004; Andrews et al., 2016). La Figure 6 illustre la moyenne de l'étendue annuelle du couvert de glace sur l'ensemble de la Baie d'Hudson. Au cours des cinq dernières décennies, une baisse importante de la superficie de glace de mer a été observée dans l'Arctique canadien. Dans la baie d'Hudson, une diminution de la superficie de glace, entre le 19 juin et le 19 novembre a été enregistrée de 1968 à 2020 pour un total de 64 000 km² (la superficie étant très variable selon l'année, voir Figure 7) (Environnement et Changement climatique Canada, 2021), ce qui équivaut à une tendance décennale de -8,5%. Hochheim et Barber (2014) ont comparé la durée saisonnière d'eaux libres de glace de 1996-2010 par rapport à 1980-1995. Ils ont constaté 3,1 semaines de plus d'eau libre par année en moyenne au cours de la décennie 2000-2010, ce qui constitue probablement une réponse au réchauffement climatique.

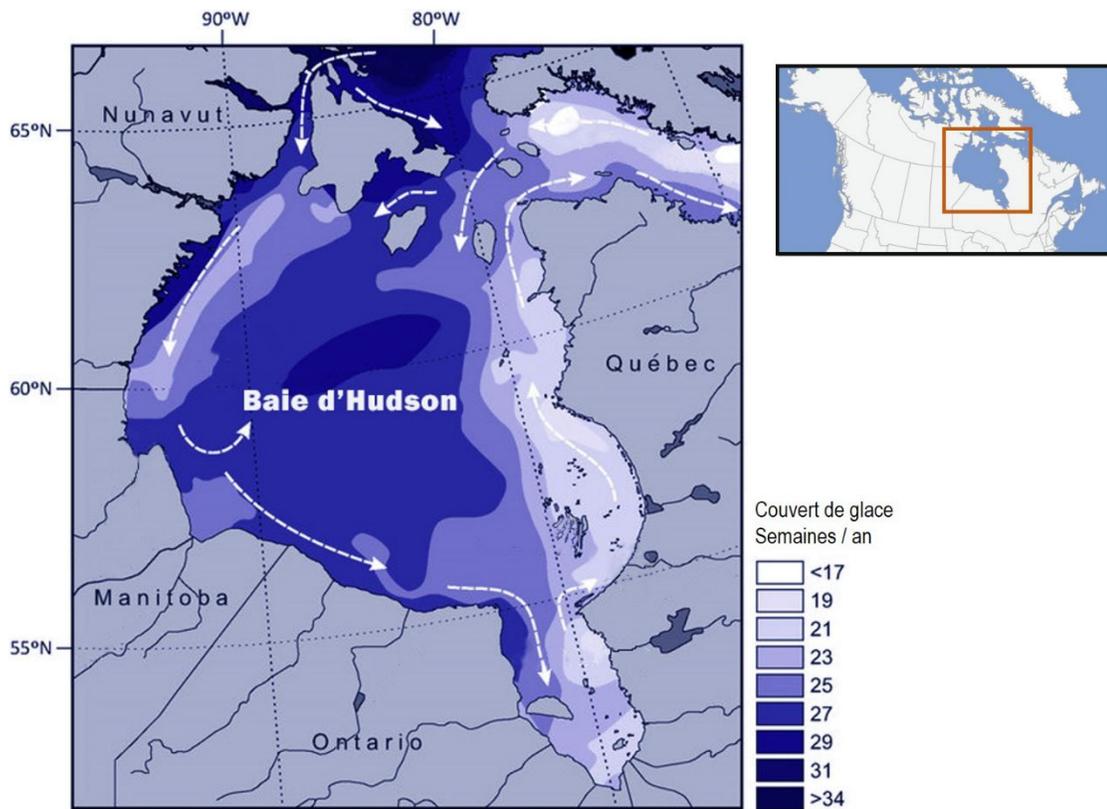


Figure 1.6 : Carte de la moyenne annuelle (1995-2005) de la durée du couvert de glace, les couleurs plus foncées correspondant à une plus longue période en nombre de semaines. Les flèches pointillées en blanc indiquent la circulation générale de l'eau de surface. Figure modifiée de Heikkilä et al. (2016). Les données proviennent du *National Snow and Ice Data Center (NSIDC)* (Meier et al., 2013).

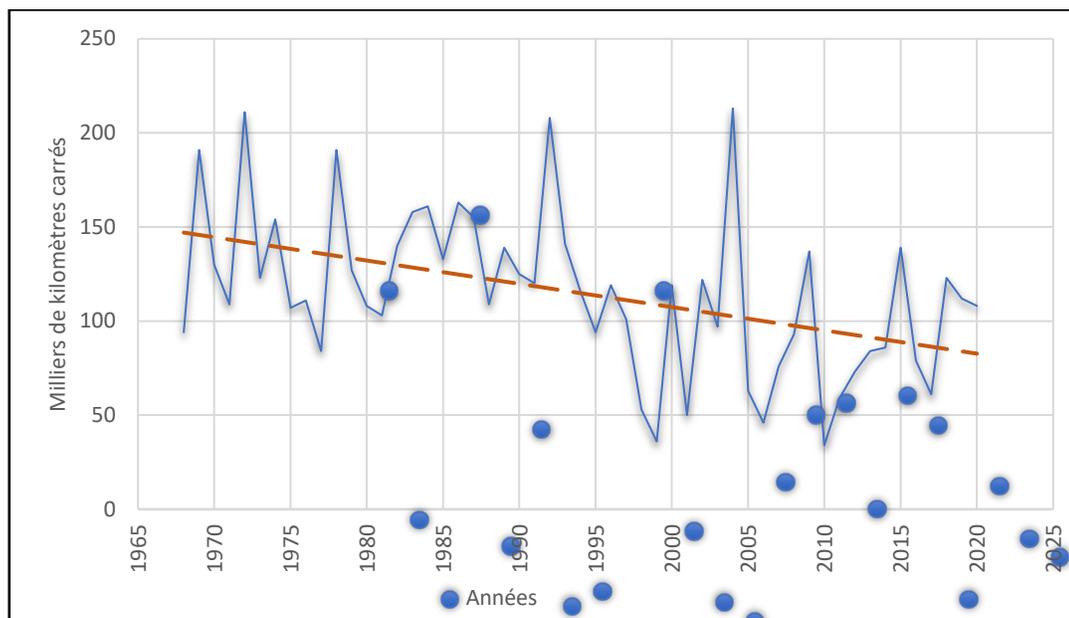


Figure 1.7 : Graphique de la superficie moyenne pour la saison estivale (du 19 juin au 19 novembre) de la glace de mer dans la Baie d'Hudson ([Environnement et Changement climatique Canada, 2021](#)). En bleu le couvert de glace par année, en orange la courbe de tendance 1968-2020 qui correspond à une diminution de 64 000 km² sur l'ensemble de la période, avec un niveau de confiance de 95% tel que calculé à partir d'une régression linéaire. Les tests statistiques utilisés pour déterminer l'orientation (positive ou négative) et l'ampleur (pente) sont le test de tendance de Mann-Kendall ainsi que la méthode de Sen. Pour plus de détails se référer au document d'Environnement et Changement climatique Canada : Indicateurs canadiens de durabilité de l'environnement Glace de mer au Canada ([Environnement et Changement climatique Canada, 2021](#)).

La Baie d'Hudson enregistre une température de l'air moyenne, du nord au sud, de 30 à -10°C en hiver et de 0 à 10°C en été d'après les données de réanalyse provenant du Centre National de prévision environnementale ([NCEP; Andrews et al., 2016](#)). À la station météorologique de l'aéroport de Kuujuaapik, la moyenne des températures de 1981 à 2010 extraites d'Environnement et ressources naturelles Canada, est de 11,8°C en août, et de -23,3°C au mois de janvier. Les données de température de 1980 à 2010 autour de la baie d'Hudson illustrent un réchauffement moyen de 0,8° à 1,5 °C par décennie à l'automne et de 0,5 à 0,8°C au printemps ([Hochheim et Barber, 2014](#)). Des données de réanalyse du NCEP indiquent que les températures moyennes saisonnières dans les eaux de surface ont augmenté de 1,7 à 6,12°C entre 1979 et

2013, soit 0,5 à 1,8° par décennie à l'échelle de la baie d'Hudson incluant le bassin de Foxe et le détroit d'Hudson (Andrews et al., 2016).

Le paysage végétal du côté québécois de la Baie d'Hudson chevauche deux grandes zones forestières, soit la forêt boréale et la zone arctique, chacune comprenant deux sous-zones. La forêt boréale comprend, du sud au nord, le domaine de la pessière à lichens ainsi que le domaine de la toundra forestière. La zone arctique comprend les domaines de la toundra arctique arbustive et de la toundra arctique herbacée plus au nord (voir Figure 8; cf. Payette, 1992). Près du site d'étude, qui se trouve sur la côte est de la baie, entre le secteur de la Grande rivière de la Baleine et le secteur de Port Harrison, la toundra forestière occupe une bande étroite (Payette, 1983). En raison de la rigueur du climat côtier, la végétation forme une mosaïque, dominée par une lande arbustive avec un couvert forestier sporadique dans les milieux protégés et les zones de pergélisol discontinu (Payette, 1983; Allard et Séguin, 1987). Dans cette zone, les principales essences arborescentes sont *Picea glauca* et *Larix laricina* et les arbustes sont dominés par *Betula glandulosa*, *Salix* et *Alnus crispa*. Selon les cartes de distribution des tourbières au Canada, on y trouve également de larges secteurs à paises dont la végétation est principalement composée de quelques saules (*Salix planifolia*), des cypéracées (*Carex aquatilis*) et quelques sphaignes (*Sphagnum riparium*) (Ministère des Ressources Naturelles Québec, 2001). Au-delà de la zone côtière, la pessière à lichens remplace la toundra forestière. La composition de la végétation est semblable mais *Picea glauca* est remplacée par *Picea mariana*. Par ailleurs, on note la présence d'*Abies balsamea* et de *Pinus banksiana* qui forment localement la limite des arbres qui est plus nordique vers l'est (Figure 8). Au sol, c'est surtout le lichen qui domine les espaces entre les arbres.

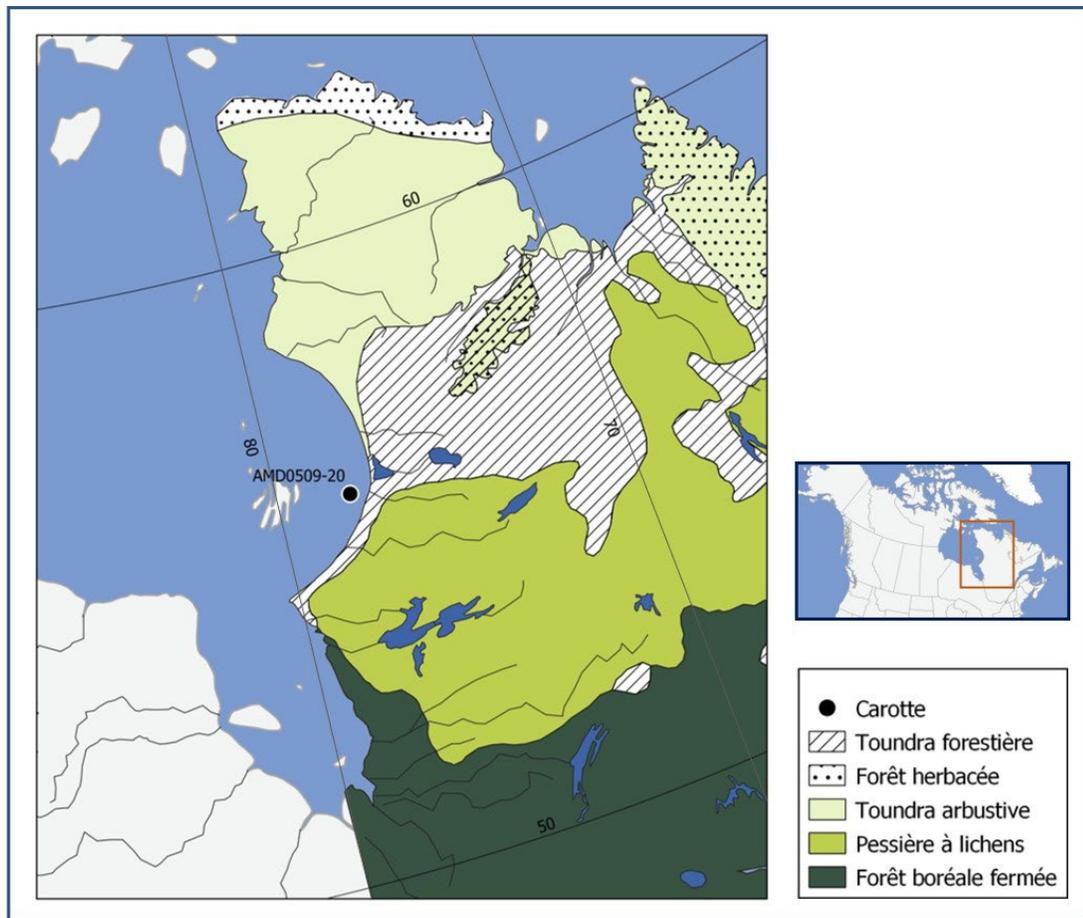


Figure 1.8 : Localisation du site à l'étude et principales zones de végétation selon Payette (1992).

CHAPITRE 2

MATÉRIEL ET MÉTHODES

2.1 Site d'échantillonnage

La carotte AMD0509-20 a été prélevée dans le cadre du programme ArticNet en 2005, à bord du *NGCC Amundsen*. Le site de carottage se trouve dans le secteur du détroit de Nastapoka à l'Est de la Baie d'Hudson ($56^{\circ}23.0340^{\circ}\text{N}$ - $76^{\circ}34.8180^{\circ}\text{O}$), situé un peu plus au nord de l'embouchure de la Grande-Rivière à la Baleine, près du village de Kuujjuarapik, au Nunavik. La bathymétrie y est de 104 m. Le site a été sélectionné sur la base de profils acoustiques réalisés avec un échosondeur Knudsen 320R de 3.5 kHz et un échosondeur multifaisceaux Kongsberg-Simrad EM-300 (Girard, 2009) qui révèlent une forte épaisseur de sédiment hémipélagique. La carotte, d'une longueur totale de 410 cm, a été sous-échantillonnée selon des intervalles de 1 cm aux fins d'analyses palynologiques.

2.2 Analyses micropaléontologiques

Les échantillons de 0 à 257 cm dans la carotte ont été préparés pour l'analyse palynologique selon le protocole décrit par de Vernal et al. (2010). Les préparations consistent à concentrer les palynomorphes, soit les microfossiles à membranes

organiques réfractaires, par divers traitements mécaniques et chimiques. Dans un premier temps, environ 5 cm³ de sédiment humide a été prélevé et mesuré par déplacement d'eau dans un cylindre gradué, puis pesé pour connaître le poids humide en gramme. Les sous-échantillons ont été séchés et pesés une nouvelles fois pour en mesurer le poids sec. Après défloculation à l'eau chaude, un premier tamisage a été réalisé sur des tamis de 10 µm et 106 µm afin de concentrer les palynomorphes dans cette fraction. Avant le tamisage, une tablette de spores colorées de *Lycopodium clavatum* (18583 spores, lot #483216 de 0,5 cm à 208,5 cm; 27560 spores, lot #2013001 de 212,5 à 256,5 cm) a été ajoutée à chaque échantillon pour fins de calculs de concentrations (Matthews, 1969). La fraction grossière (> 106 µm) a été pesée et conservée pour l'analyse et le tri éventuel de particules grossières et de microfossiles tels les foraminifères benthiques et planctoniques. La fraction fine (< 10 µm) est destinée à des analyses éventuelles des silts fins et des argiles. La fraction comprise entre 10 et 106 µm a été traitée avec de l'acide chlorhydrique (HCl 10 %) et fluorhydrique (HF 49 %) pour dissoudre les particules carbonatées et siliceuses, respectivement. Finalement, un rinçage et un tamisage à 10 µm ont été réalisés afin d'éliminer les particules de petites tailles issues des traitements chimiques. La fraction restante (10-106 µm) a été montée entre lame et lamelle dans de la glycérine gélatinée pour observation au microscope optique. L'observation et le comptage se fait au microscope optique à lumière transmise avec un grossissement de 400x à 1000x. Un minimum de 300 dinokystes a été dénombré dans chaque échantillon pour analyses statistiques. Le dénombrement simultané des spores de *Lycopodium clavatum* permet le calcul des concentrations par extrapolation selon la formule suivante :

Concentration par g = nombre de fossiles par lame * nombre de grains de marqueurs ajoutés / nombre de grains marqueurs comptés / poids de l'échantillon sec.

La technique des grains marqueurs donne des résultats avec une précision de $\pm 10\%$ (cf. de Vernal et al., 1997; Mertens et al., 2009).

Les kystes de dinoflagellés (dinokystes) ont été identifiés à l'espèce en suivant la nomenclature de Rochon et al. (1999) et de Radi et al. (2013) mise à jour par Van Nieuwenhove et al. (2020). Les grains de pollen et spores ont été identifiés au niveau de l'espèce ou du genre en suivant les clefs d'identification de McAndrews et al. (1973). Les autres palynomorphes ont fait l'objet de dénombrement selon leur catégorie respectives. Ils incluent des réseaux organiques de foraminifères, des œufs de copépodes, des représentants des ciliés (*Halodinium*, *Radiosperma*, *Polysterias problematica*, lorica et spores de tintinnides non différenciés) ainsi que des colonies de chlorophytes tels *Pediastrum* et *Staurastrum*. Les résultats sont présentés en annexe dans les tableaux A, B et C, et illustrés par des diagrammes de concentration des palynomorphes (Figure 10) et par des diagrammes de pourcentages de dinokystes (Figure 12), d'une part, et de pollen et spores (Figure 11), d'autre part.

2.3 Datations

La fraction grossière (>106 μm) issue du premier tamisage a été observée à la loupe binoculaire pour en extraire les foraminifères qui ont servis à la datation ^{14}C . Tous les tests de foraminifères benthiques et quelques fragments de coquillages ont été prélevés et pesés afin d'atteindre un poids minimal de 1 mg pour les mesures radioisotopiques par accélérateur de particules. Celles-ci ont été réalisées sur le MICADAS de l'*Alfred Wegener Institute (AWI)* de Bremerhaven en Allemagne. Les échantillons à 12,5 et 24,5 cm étaient principalement composés de fragments de coquillages non identifiés pour un poids de 2,8 et de 22,1 mg respectivement. Les deux autres échantillons ont été combinés à des profondeurs comprises entre 192,5 et 194,5 et entre 197,5 et 201,5 pour des poids de 1,48 et 1,62 mg, respectivement. Ces âges ont été ajoutées à ceux obtenus antérieurement au laboratoire IsoTrace à Toronto et Beta Analytics Inc. à Miami ([Haberzettl et al., 2010](#)). Les âges radiocarbone (Tableau 1) ont été calibrées à partir du programme Bacon sous R ([Blaauw et Christen, 2011](#)) pour établir la relation âge-profondeur et, par la suite, évaluer le taux d'accumulation sédimentaire et les flux. Les incertitudes estimées sont représentées par la zone en gris sur la Figure 9.

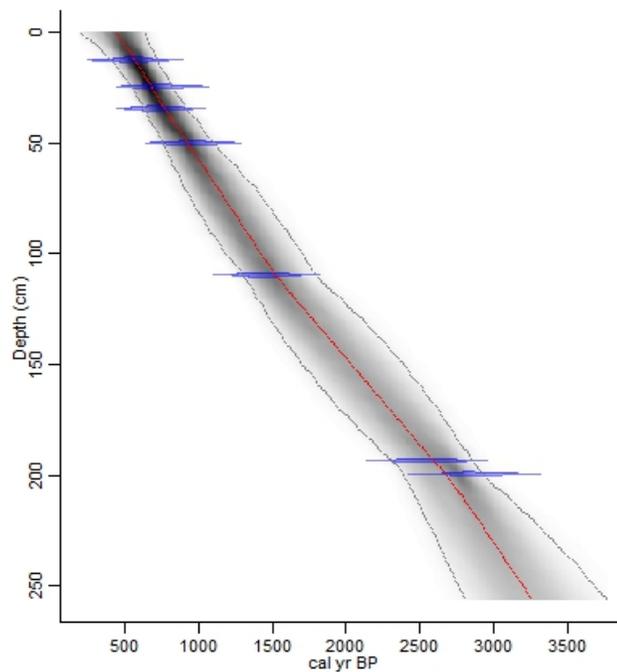


Figure 2.9 : Diagramme représentant la relation âge-profondeur à partir du logiciel Bacon (Bayesian accumulation histories) (Blaauw et Christen, 2011). En violet sont indiqués les âges calibrés (ans BP), en rouge la courbe des âges par rapport à la profondeur et en gris les incertitudes estimées avec un coefficient de 95% (2σ).

L'effet réservoir régional (ΔR) et son écart-type ont été évalués à partir des bases de données de Coulthard et al. (2010) et McNeely et al. (2006). Les quatre points les plus près du site à l'étude sont situés dans la Baie d'Hudson à des distances comprises entre 13 et 141 km par rapport à notre site. Les données indiquent un ΔR de -59 ± 98 ans.

exprimés en années *Before Present* (BP). On a utilisé les âges médians et une erreur calculée pour 2σ (Tableau 1).

Tableau 2.1 : Dates radiocarbone. L'âge médian calibré exprimé en ans BP a été utilisée pour établir la relation âge-profondeur (Figure 9). En noir, les dates ajoutées lors de cette étude. En gris, les dates de Haberzettl et al. (2010).

Profondeur du sédiment (cm)	Âge ^{14}C (BP)	Erreur	Description de l'échantillon	Âge médian cal. (cal BP)	Tranche d'âge 2σ (cal BP)	Lab. No.
12.5	895	61	Fragments de coquillage non identifiés et foraminifères benthique:	574	407-716	AWI6211.1.1
24.5	1093	62	Fragments de coquillage non identifiés et foraminifères benthique:	681	547-823	AWI6210.1.1
34.5	1090	50	Valve de bivalve	769	638-918	TO-13039
50	1340	40	Fragment de coquillage non identifiés	929	758-1117	Beta-219882
109.5	1820	50	Valve de bivalve	1504	1291-1789	TO-13040
193.5	2771	68	Foraminifères benthiques	2605	2314-2856	AWI6209.1.1
199.5	3018	69	Foraminifères benthiques	2698	2385-2933	AWI6208.1.1

Des analyses par composantes principales (PCA) sur les assemblages de dinokystes (comptage à 65 profondeurs, 16 taxons) ont été réalisées à partir du logiciel CANOCO (Ter Braak et Smilauer, 1998) afin de mettre en évidence les variations dans les assemblages de dinokystes de la carotte AMD0509-20. Ceci permet de définir les principales zones d'assemblages.

2.5 Reconstitutions paléocéanographiques

Des reconstitutions des conditions de surface océaniques ont été réalisées à partir de la technique des meilleurs analogues modernes (MAT) en utilisant les assemblages de dinokystes. La technique des analogues modernes consiste à comparer les assemblages d'une carotte (AMD0509-20) aux assemblages modernes

issus d'un grand nombre d'échantillons de surface qui représentent idéalement tous les types d'environnements (e.g., [Guiot et de Vernal, 2007](#)). On a utilisé le protocole de de Vernal et al. ([2001](#)) qui consiste à calculer la distance entre les assemblages fossiles et ceux de la base de données modernes après avoir transformé les proportions (pour mille) de chacun des taxons en valeur logarithmique pour donner plus de poids aux taxons accompagnateurs qui occupent souvent des niches écologiques plus étroites que les taxons abondants. La distance statistique entre les assemblages fossiles et modernes permet de sélectionner les meilleurs analogues puis, de calculer les conditions océanographiques selon les valeurs modernes aux sites correspondants. Ici, nous avons utilisé 5 analogues et nous avons retracé les températures estivales de surface de la mer (°C) et la salinité (psu) en été, le nombre de mois avec couvert de glace de mer > 50%, ainsi que la productivité primaire ($\text{gC}/\text{m}^2 \text{ an}$). Les reconstitutions ont été faite sous R (version 3.0.2). La base de données modernes contient de l'information sur l'abondance des kystes de dinoflagellés ou dinokystes provenant de 1968 sites de l'Hémisphère Nord et les paramètres environnementaux correspondant. Les données incluent les pourcentages de 71 taxons dont 41 sont phototrophes et 30 hétérotrophes et 17 paramètres environnementaux ([de Vernal et al., 2020](#)), notamment les températures, la salinité, la productivité et la glace de mer. Les températures de surface océaniques et de salinité ont été compilées du *World Ocean Atlas 2013* (WOA13), qui est une base de données des conditions océanographiques, établie à partir des mesures *in situ*. Les données du couvert de glace de mer proviennent du *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC; [Walsh et al., 2015](#)); elles incluent les moyennes de concentration ou de durée saisonnière de 1955 à 2012. Les données de production primaire océanique sont calculées à partir d'un algorithme utilisant un modèle de production vertical généralisé (VGPM- *Vertically Generalized Production Model*) provenant des données de chlorophylle fournies à partir

d'observations satellitaires 2002-2017 de la NASA issues du programme (MODIS-*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) de Spectroradiomètre d'Imagerie à résolution Moyenne. La base de données utilisée (n= 1968) a été développée à partir de sédiments de surface couvrant une grande partie de l'Hémisphère Nord qui inclut l'Atlantique Nord et l'Océan Arctique ainsi la côte ouest américaine, le Golfe du Mexique et la marge ouest africaine. La base de données utilisée (de Vernal, 2020) est disponible sur Pangaea (<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.908494>).

L'une des incertitudes de l'utilisation des kystes de dinoflagellés dans les sédiments comme traceurs paléoenvironnementaux est la connaissance limitée de leur cycle de vie (Kremp, 2013). La distribution spatiale des dinokystes est associée de façon empirique à des conditions océanographiques de surface moyennes ce qui permet de proposer un lien entre les environnements et les assemblages sans pour autant connaître le cycle de vie de chaque espèce (Guiot et de Vernal, 2007). Par conséquent, les reconstitutions paléocéanographiques dans les hautes latitudes de l'Hémisphère Nord dépendent de la qualité de la banque de données représentative des conditions de température et de salinité et autres paramètres de surface. L'utilisation de la méthode des meilleurs analogues avec la nouvelle base de données de dinokystes comprenant 1968 sites et couvrant un grand domaine géographique permet une reconstruction quantitative des conditions de surface de mer à l'échelle de l'Atlantique du Nord ainsi que des milieux arctiques et subarctiques (de Vernal et al., 2020). Cette approche permet une reconstitution des paramètres avec un degré de précision comparable à celui de la marge d'erreur intrinsèque liée à la variabilité interannuelle. Elle s'établit, pour la température et la salinité d'été, à $\pm 1,9^{\circ}\text{C}$ et $\pm 1,9$ psu respectivement, pour l'étendue annuelle de la glace de mer à $\pm 1,5$ mois/an avec la base de données n = 1968 (voir Tableau 2).

Tableau 2.2 : Tableau récapitulatif de la validité des reconstitutions à partir des assemblages de dinokystes dans lequel sont indiqués le coefficient de corrélation (r^2) entre observation et reconstitutions, l'erreur de la moyenne quadratique (RMSE) de la différence entre les observations et reconstitutions pour l'ensemble de la base de données ($n=1968$) et à partir d'un jeu de données ($n=328$) de vérification (RMSEp).

Paramètres	Unité	R ²	RMSE	RMSEp
Températures de surface de mer (saison estivale)	°C	0,96	1,75	1,94
Salinité de la surface de mer (saison estivale)	psu	0,72	2,08	1,95
Durée du couvert de glace	mois/an > 50%	0,84	1,53	1,50
Productivité annuelle	gC/m ² .an	0,8	142,4	126,18

CHAPITRE 3

RÉSULTATS

3.1 Chronologie

Les âges ^{14}C calibrés (Tableau 1) ne révèlent aucune inversion et s'alignent sur une droite dont le coefficient de corrélation (r^2) est 0,9986, indiquant des vitesses de sédimentation uniformes. L'intervalle de temps de la section analysée couvre les 3000 dernières années (Figure 9). La vitesse de sédimentation moyenne est de 0,1 cm/an. En dépit de vitesses de sédimentation uniformes, de légères variations sont possibles mais ne peuvent être démontrées compte-tenu du faible nombre de mesures et de l'incertitude de chacune d'entre elles. Les taux d'accumulation sédimentaire de l'ordre du millimètre par an sont similaires à ceux obtenus par datation au ^{210}Pb dans des analyses de carottes effectuées dans le Déroit de Nastapoka sur la côte est de la Baie d'Hudson, soit $0,09 \pm 0,03$ et $0,13 \pm 0,04$ cm/an (Jolivel et al., 2015). Le taux de sédimentation de Le Goulet à la sortie du Lac Guillaume-Delisle (Haberzettl et al. 2010), ainsi que ceux de l'embouchure de la Grande Rivière à la Baleine, sont similaires à ceux dérivés de la chronologie ^{14}C de cette étude (Jenner et Piper 2002; Kuzyk et al., 2008; Hülse et Bentley, 2012).

3.2 Les concentrations de palynomorphes

Les assemblages de palynomorphes marins et terrestres se caractérisent par des concentrations élevées (Figure 10). Les concentrations de dinokystes sont de l'ordre de 10^3 à 10^4 kystes/cm³ et représenteraient un flux de l'ordre de 10^2 à 10^3 kystes/cm² par année. Les concentrations de dinokystes sont un peu moins élevées au bas de la carotte (3300-2700 ans BP), mais restent stables jusque dans la partie supérieure de la séquence (460 ans BP). Tous les autres palynomorphes aquatiques ainsi que les palynomorphes terrestres incluant le pollen et les spores présentent des courbes semblables à celles des concentrations de dinokystes.

Le rapport dinokystes/pollen qui fournit de l'information sur les apports de palynomorphes marins versus terrestres est de 1,4 en moyenne. Le rapport est assez constant sur l'ensemble de la carotte, à l'exception de trois maxima (rapport > 3), vers 2900, 2100 et 950 ans BP. Ceci pourrait indiquer une hausse de productivité algale durant ces période et/ou une baisse d'apports polliniques de la végétation terrestre.

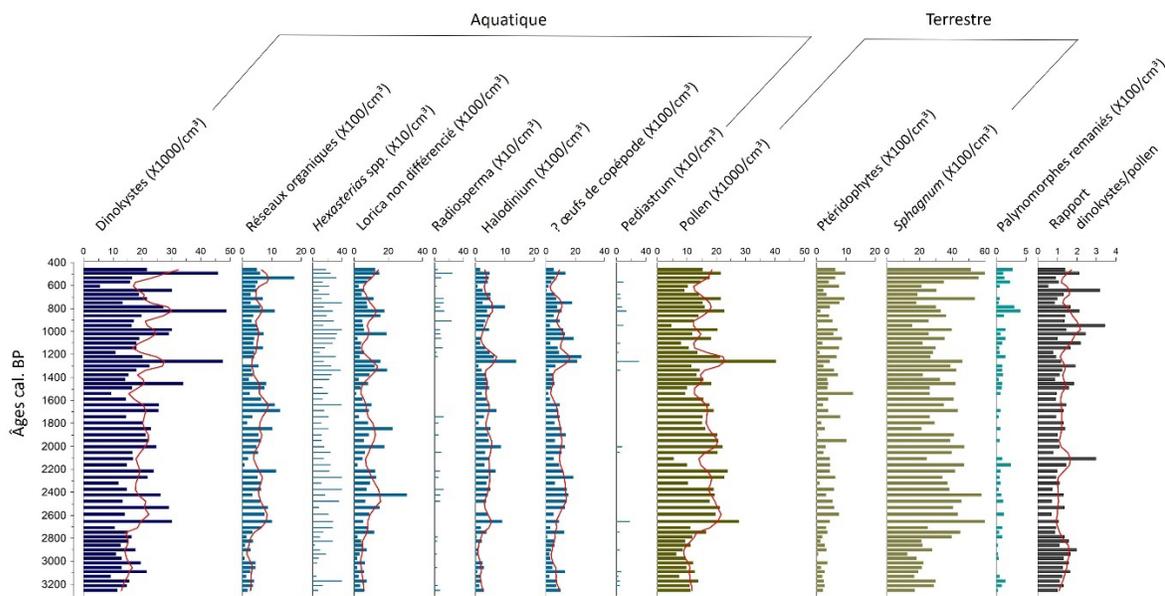


Figure 3.10 : Diagramme de la concentration des palynomorphes aquatiques et terrestres et du rapport dinokystes/pollen dans les sédiments de la carotte AMD0509-20.

3.3 Les assemblages sporo-polliniques

Les résultats sporo-polliniques (Figure 11) indiquent la dominance *Picea* et *Pinus* accompagnés de *Betula*, *Alnus* et *Salix* et de quelques plantes herbacées (Cyperaceae, *Artemisia* et Chenopodiaceae, principalement). On remarque également une forte proportion de spores de *Sphagnum* sur l'ensemble de la carotte. Le rapport PA/T (pollen arboréen sur le total des grains de pollen inclus dans la somme pollinique) est assez stable, variant autour de 80% en moyenne, sur l'ensemble de la carotte. Toutefois, on remarque une forte baisse vers 2100 ans BP (~55%), et entre 645 et 460 ans BP (77%). Le pourcentage de pollen d'arbustes reste stable sur l'ensemble de la carotte (12% en moyenne) avec un seul maximum (31%), correspondant au minimum de pollen de taxons arboréens vers 2100 ans BP. Le diagramme illustre également une augmentation ténue du pollen d'herbacées de ~3000 ans BP à ~460 ans BP.

Un autre fait notable dans les assemblages est le minimum de *Picea* (32%) vers ~2100 ans BP alors qu'il enregistre 55% en moyenne. Le minimum de *Picea* s'accompagne de pourcentages maximums de *Betula*, *Alnus*, *Cyperaceae* et *Sphagnum*, dont l'abondance relative atteint 13%, 16%, 5% et 44% respectivement. Deux autres évènements similaires mais de moindre amplitude sont enregistrés, l'un vers ~1500 ans BP et l'autre entre 650 et 460 ans BP. Le pollen de *Pinus* présente une abondance accrue (28%) entre ~ 650 et 460 ans BP.

Malgré une apparente stabilité, on remarque donc quelques variations dans les assemblages sporo-polliniques. Le pourcentage de *Picea* est plus élevé et plus stable de ~3000 à ~2650 ans BP (60% en moyenne), mais enregistre une plus grande variabilité avec une diminution graduelle de son abondance relative jusqu'à ~460 ans BP. De plus, la diminution de *Picea* s'accélère vers le sommet de la carotte, soit entre 650 et 461 ans BP (47% en moyenne). Le pollen de *Pinus*, au contraire de celui de *Picea*, enregistre une augmentation régulière sur l'ensemble de la carotte soit de ~3000 ans BP à ~460 ans BP de 21 à 29% en moyenne. Les autres taxons dominants du diagramme sporo-pollinique présentent une assez grande stabilité au long de la carotte, à l'exception du pollen de *Cyperaceae* (<1,4% en moyenne entre 3300 et 2800 ans BP) qui augmente légèrement jusqu'à 461 ans BP (3,2% en moyenne).

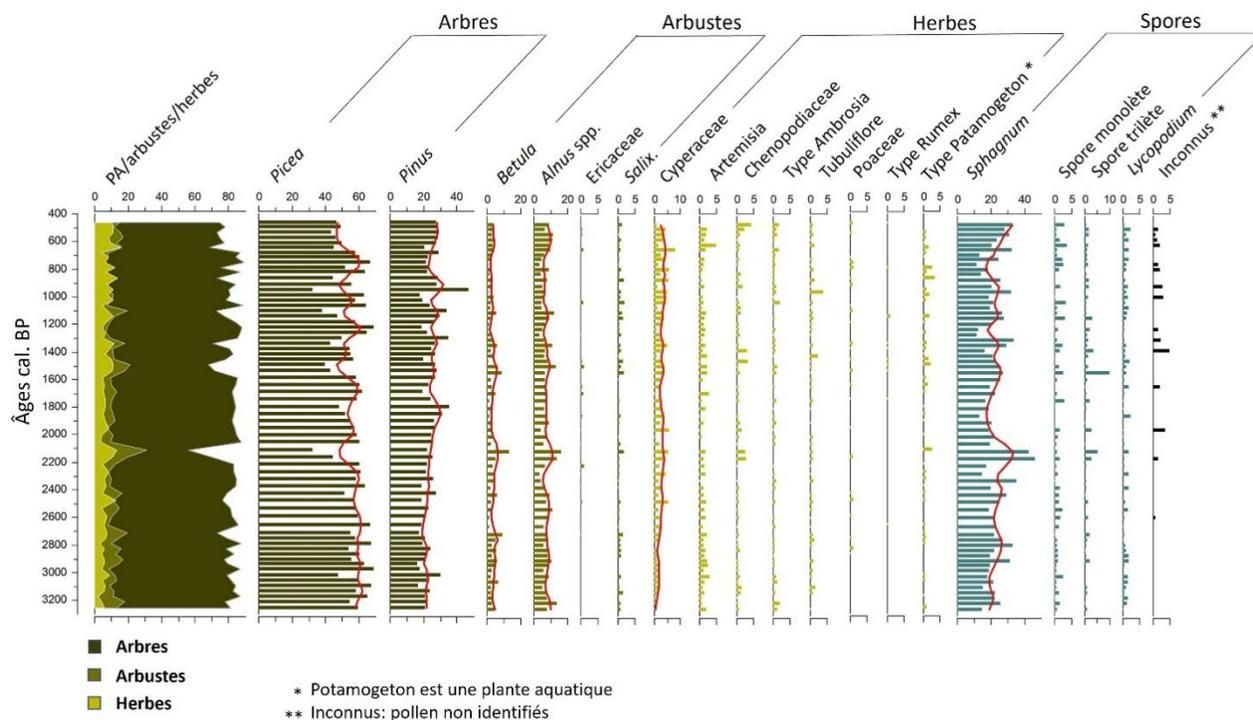
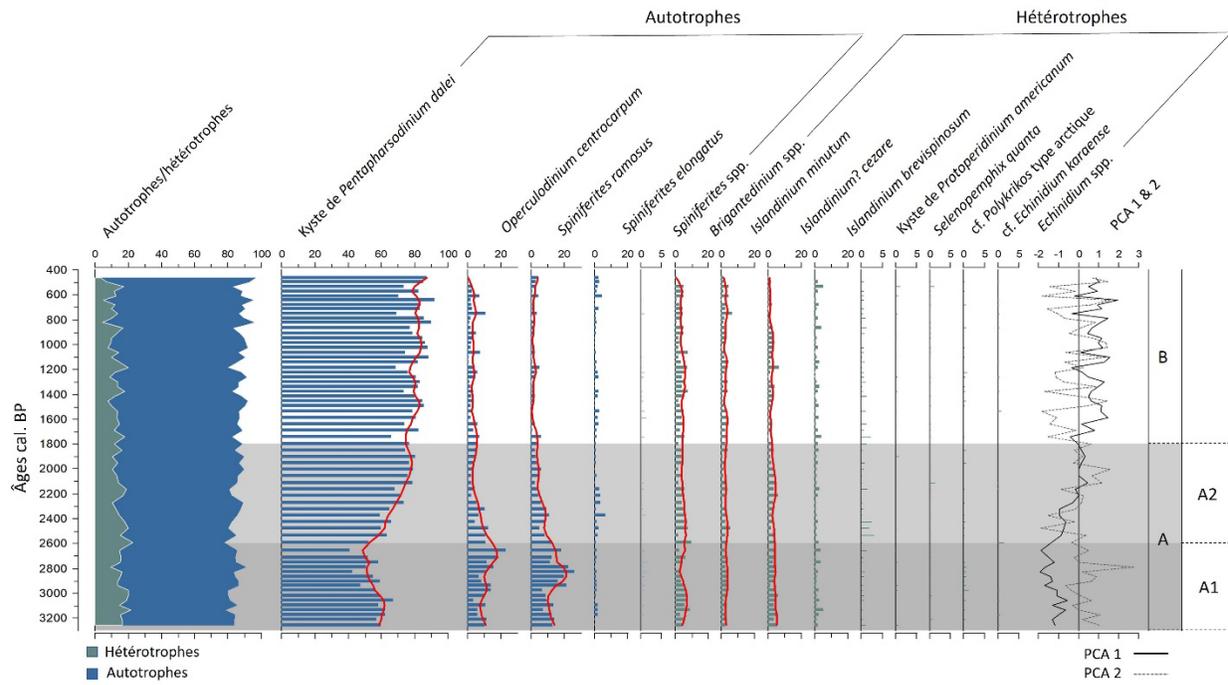


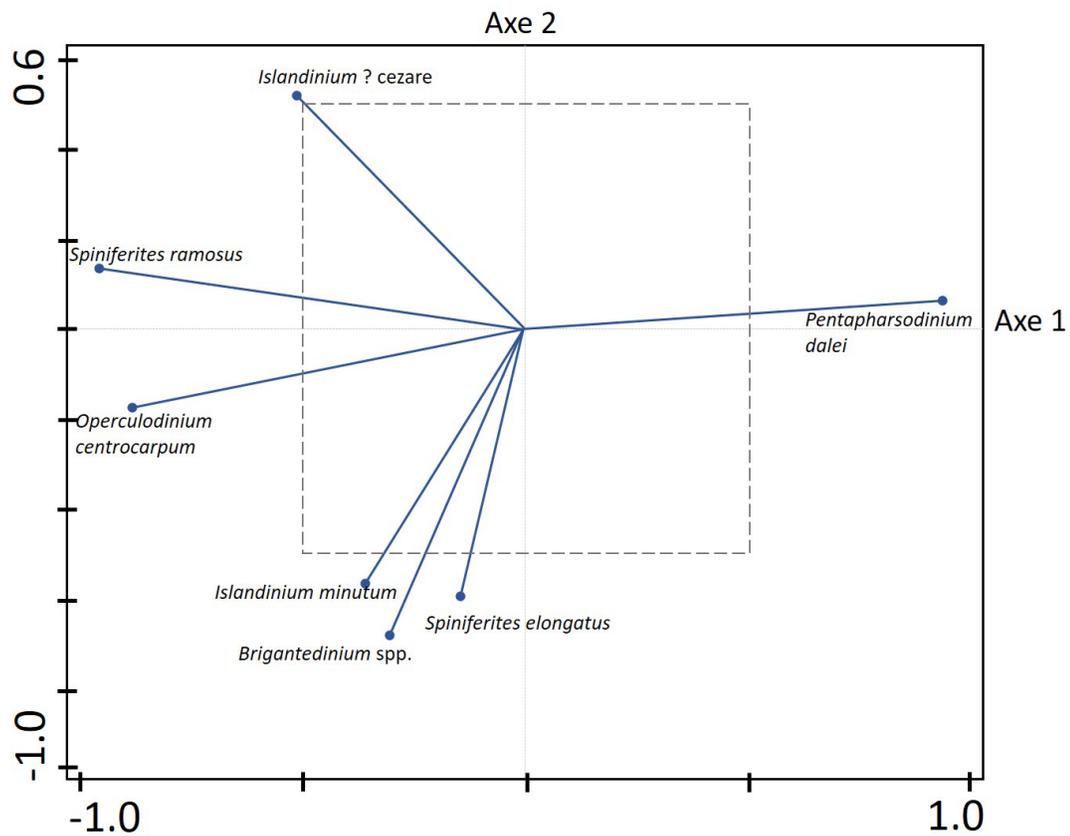
Figure 3.11 : Diagramme de pourcentage des principaux taxons polliniques et de spores dans la carotte par rapport aux âges. Il est à noter que les pourcentages sont calculés à partir de la somme pollinique, excluant les spores.

3.4 Les assemblages de dinokystes

Le sédiment de la carotte est caractérisé par la dominance de dinokystes appartenant à des taxons phototrophes (kyste de *Pentapharsodinium dalei*, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites elongatus* et *Spiniferites* spp.). Le plus abondant est le kyste de *Pentapharsodinium dalei* dont les pourcentages varient de 41,4% à 92,6% (moyenne de 71,9%). Les taxons hétérotrophes sont également présents mais en minorité sur l'ensemble de la carotte. Il s'agit de *Brigantedinium* spp., *Islandinium minutum*, *Islandinium? cezare*, *Islandinium brevispinosum*, kyste de *Protoperidinium americanum*, *Selenopemphix quanta*, cf. *Polykrikos* de type arctique, cf. *Echinidium karaense* et *Echinidium* spp. On remarque une légère baisse du

pourcentage des taxons hétérotrophes de la base au sommet de la séquence analysée (Figure 12).





L'analyse en composantes principales (PCA) de l'abondance relative des différents taxons ($n = 16$), avec transformation logarithmique, montre que l'axe 1 représente 47,9% de la variance totale. La distribution des espèces le long de cet axe illustre une relation entre les taxons autotrophes *Spiniferites ramosus* et *Operculodinium centrocarpum* qui sont opposés au kyste de *Pentapharsodinium dalei*. Le second axe, explique 12,8% de la variance totale. La distribution des taxons le long de l'axe 2 montre une relation entre *Islandinium minutum*, *Brigantedinium spp.* et *Spiniferites elongatus* qui s'opposent à *Islandinium? cezare* (Figure 13).

Sur la base des analyses en composantes principales, deux zones distinctes ont été identifiées. La première est définie par le premier axe qui se singularise par des valeurs positives de 1796 à 461 ans BP, près de zéro entre ~2300 et ~1795 ans BP et négatives jusqu'à la base de la séquence, soit 3300 ans BP. Le deuxième axe (12,8% de la variance totale), oscille entre des valeurs positives et négatives qui présentent une plus grande instabilité entre 1795 et 460 ans BP que dans la partie inférieure de la séquence.

On distingue ainsi la zone A (3300-1795 ans BP), dans la partie de la séquence analysée, qui caractérise par une PCA1 négative avec une proportion de taxons hétérotrophes (16% en moyenne) relativement élevée. Le kyste de *Pentapharsodinium dalei* y enregistre de plus faibles pourcentages que dans le reste de la carotte (en moyenne 63%) avec un minimum entre ~3300 et 2600 ans BP. Ce même intervalle se caractérise par des pourcentages élevés d'*Operculodinium centrocarpum* (8,8%), *Spiniferites ramosus* (10,45%), et *Spiniferites elongatus* (1,7%). Sur ces bases, une sous-zone A1 est donc définie entre 3300 et 2600 ans BP.

La zone B (460-1795 ans BP) est caractérisée par des proportions élevées des taxons phototrophes (88%), principalement due à l'augmentation des pourcentages du kyste de *Pentapharsodinium dalei* (81%). Les taxons hétérotrophes enregistrent une légère baisse de leur pourcentages (-3,7% en moyenne) par rapport à la zone A. Les taxons phototrophes qui enregistrent une diminution notable dans la zone B par rapport à la zone A sont *Operculodinium centrocarpum* (-5,2% en moyenne) et *Spiniferites ramosus* (-8,4% en moyenne). Parmi les taxons hétérotrophes, celui qui subit la plus grande diminution de son abondance relative est *Islandinium? cezare* avec une diminution de pourcentage de près de la moitié avec une moyenne de 2,1% comparée à 4,1% dans la zone A.

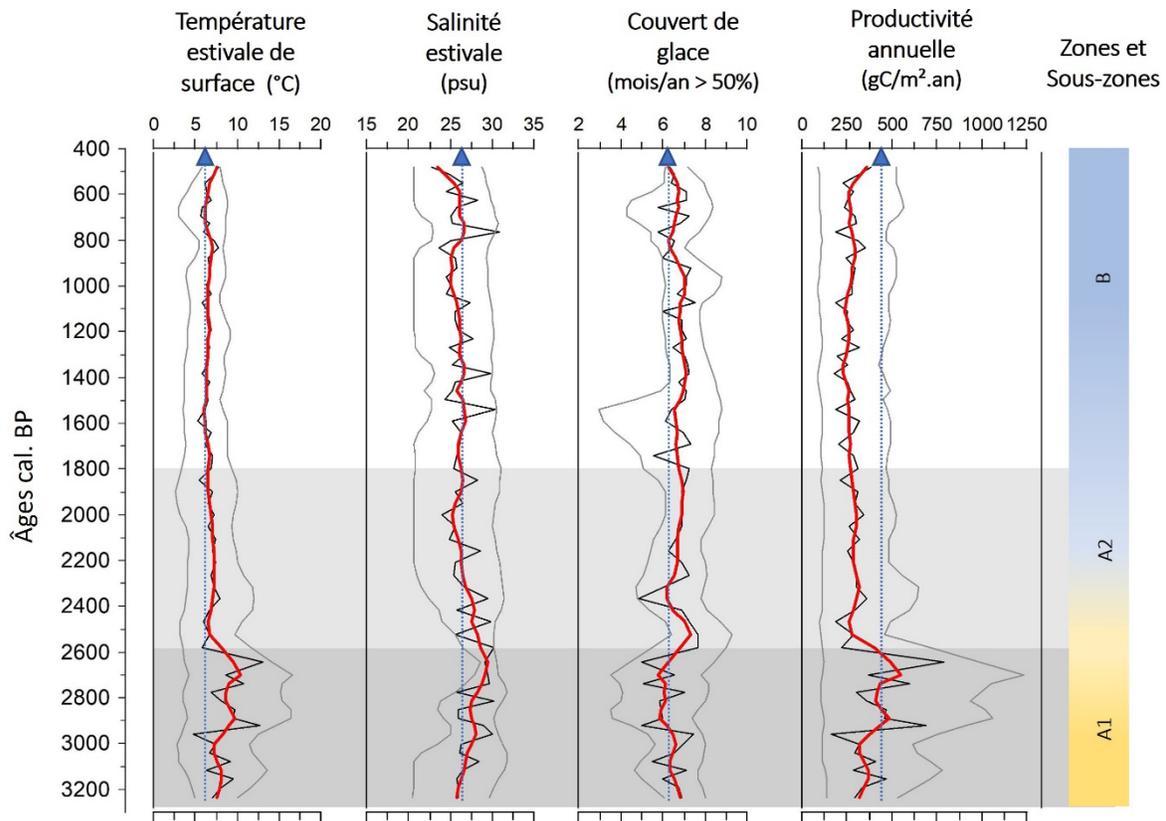
3.5 Reconstructions paléocéanographiques à partir des assemblages de dinokystes

Au site d'étude, les valeurs « modernes » des paramètres océanographiques sont de $6,5 \pm 3,2^{\circ}\text{C}$ pour la température estivale, de $25,6 \pm 2,2$ psu pour la salinité estivale, de $6,2 \pm 0,95$ mois/an de glace de mer pour une concentration > 50%. La productivité moyenne annuelle serait de $442 \text{ C/m}^2.\text{an}$ lorsque que l'on utilise la moyenne de 2002 à 2007, mais semble varier considérablement d'une année à l'autre, les valeurs pour l'intervalle 2002-2207 étant $143 \text{ gC/m}^2.\text{an}$, tel que calculé à partir de MODIS (voir plus haut pour la source des données océanographiques).

Dans l'ensemble, les assemblages de dinokystes de la carotte AMD0509-20 ne livrent pas de changements majeurs des conditions hydrographiques de surface ni de différences très importantes par rapport à l'actuel. Toutefois, certaines variations méritent d'être soulignées, surtout dans la partie inférieure de la séquence étudiée.

Entre 3250 et 1795 ans BP correspondant à la zone A, la température estivale de surface estimée varie entre $4,8$ et $10,7^{\circ}\text{C}$ avec deux optimums atteignant près de 13°C à ~ 2650 et ~ 2940 ans BP. De telles valeurs sont plus élevées que celles de l'actuel d'environ $1,3^{\circ}\text{C}$ en moyenne. La salinité est également plus élevée, s'établissant à $27,1$ psu en moyenne, par rapport à $25,6$ psu à l'actuel. Le couvert de glace de mer de cet intervalle est de $6,6$ mois/ans en moyenne, soit un peu plus que celui de l'actuel, mais la variabilité de la température de surface y est assez importante, de 5 à $7,8^{\circ}\text{C}$. La productivité primaire est plus faible que celle de l'actuel (-21%) malgré des maximums de $690 \text{ gC/m}^2.\text{an}$ vers ~ 2940 ans BP et $788 \text{ gC/m}^2.\text{an}$ vers ~ 2650 ans BP.

Entre 1795 et 460 ans BP, les assemblages de la zone B permettent de reconstituer des températures estivales de surface très similaires à celles que l'on mesure actuellement (6,6°C en moyenne). Ces températures sont assez stables pendant toute la période mais, tendent vers un réchauffement vers le sommet de la séquence (~500 ans BP). La salinité (26 psu en moyenne) est plus faible que dans la zone précédente. À l'instar de la température, la salinité est assez stable au début de la zone mais paraît plus instable après 1000 ans BP et diminue vers 550 ans BP. Dans la zone B, la glace de mer est un peu plus étendue que celle de l'actuel, sauf vers la fin de la séquence où elle s'approche des valeurs modernes. La productivité primaire estimée est faible avec 267,3 gC/m².an en moyenne (-39.5% par rapport à l'actuel). Ici aussi, on note une augmentation vers les valeurs actuelles après 500 ans BP (317 et 386,8 gC/m².an).



L'analyse en composante principale réalisée sur les quatre variables environnementales telles que reconstituées montrent que l'axe 1 représente 79% de la variance totale. Cet axe illustre une relation inverse entre la glace de mer d'une part et la température estivale et la productivité d'autre part. Le second axe, qui explique 13% de la variance totale indique que la salinité estivale varie indépendamment des autres paramètres (Figure 15).

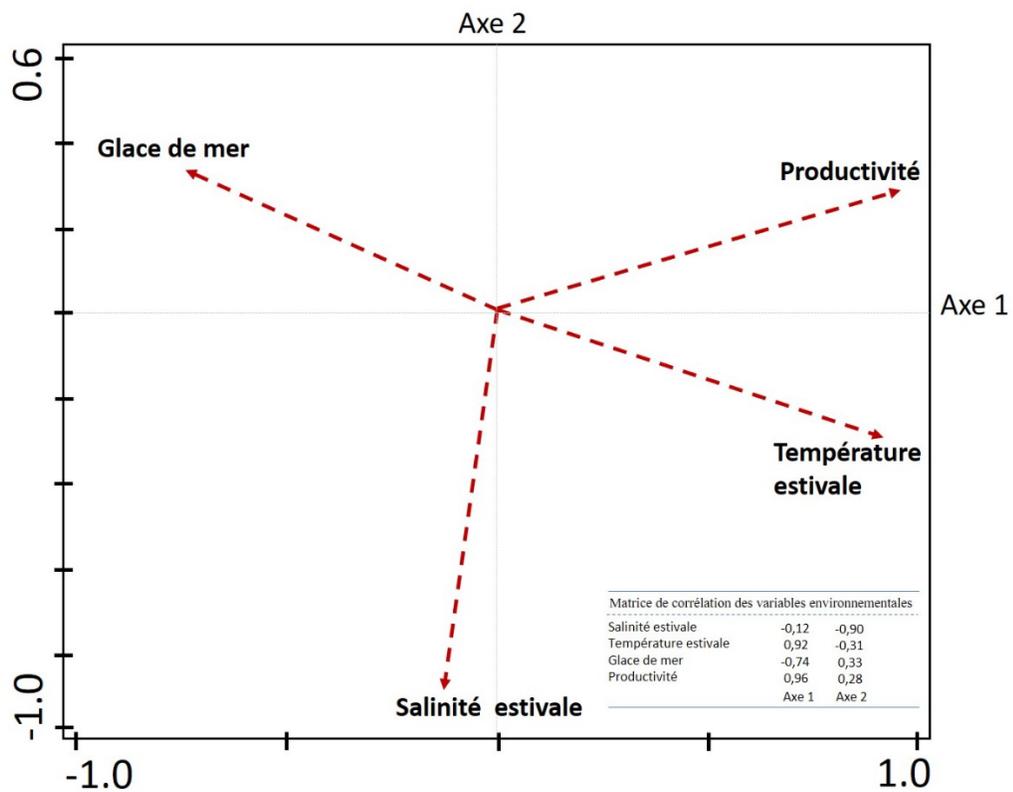


Figure 3.15 : Résultat de l'analyse en composante principale (n = 65) des paramètres océanographiques reconstitués. En bas, à droite, la corrélation des variables océanographiques par rapport aux axes 1 et 2 qui représentent respectivement 79 et 13 % de la variance.

CHAPITRE 4

DISCUSSION

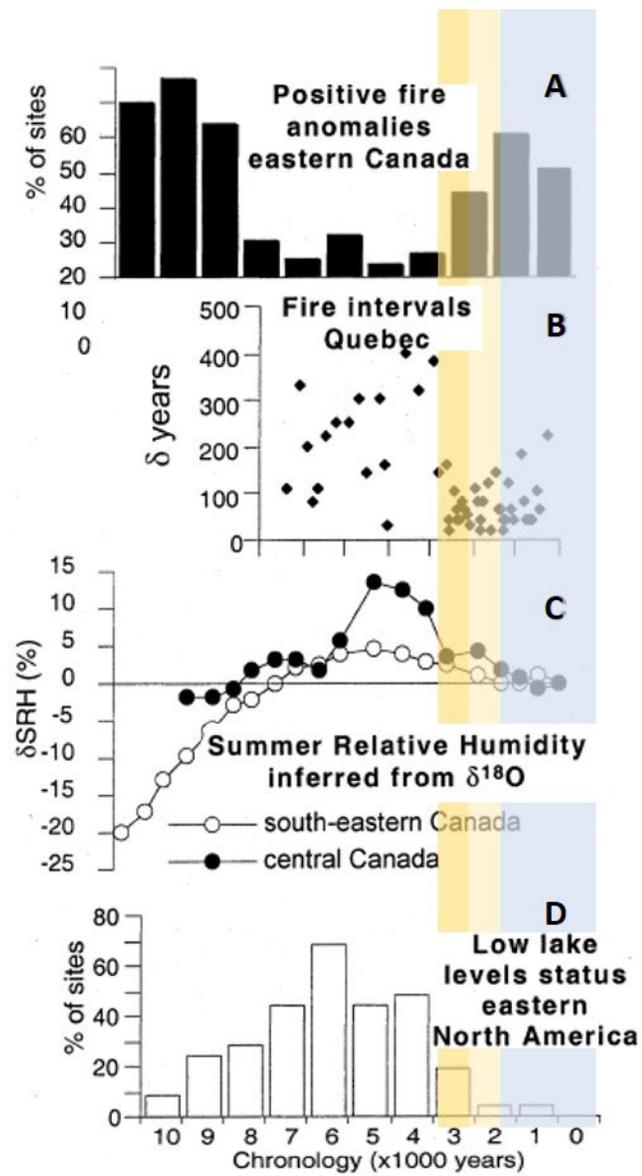
4.1 Couvert végétal et climat à l'échelle régionale

Le contenu sporo-pollinique du sédiment, provenant d'apports aériens et fluviaux, rend compte du type de végétation dans les milieux terrestres adjacents. Les assemblages de la carotte AMD0509-20 suggèrent une végétation de toundra forestière ainsi que la présence de tourbières dans les milieux terrestres tel qu'observé actuellement dans les paysages proximaux (Payette, 1983; Allard et Seguin, 1987; Gajewski, K., 1991). Le rapport PA/T (pollen arboréen sur le total des grains inclus dans la somme pollinique) varie entre 0,55 et 0,88 (0,80 en moyenne) et évoque donc des apports de la canopée arborée (Filion, 1984) avec une dominance du genre *Picea* pendant la totalité de l'intervalle étudié. De plus, l'abondance de spores de *Sphagnum*, indique la présence de tourbières dans le paysage adjacent. *Betula* et *Alnus* sont présents en faible proportion ainsi que le pollen d'herbacées contribuant ainsi à des assemblages compatibles avec des apports de la pessière à cladines (Gajewski, 1991) que l'on trouve plus à l'intérieur des terres, au-delà de la bande végétale côtière de toundra forestière (Figure 6). Les assemblages sporo-polliniques sur l'ensemble de la carotte n'indiquent aucun changement majeur du type de végétation. Cependant, certains éléments pourraient indiquer des variations mineures de la végétation et du climat local ou régional.

Le diagramme pollinique illustre une augmentation progressive de *Pinus* au détriment de de *Picea* (Figure 9) après ~2500 ans BP. Une telle tendance n'est pas unique à cette étude. Gajewski et al. (1993) ont en effet souligné un maximum de *Picea* entre 3000 et 2000 ans BP au nord du Québec. Une diminution du pollen de *Picea* de plus de 70% à moins de 50% a été enregistrée dans le sédiment lacustre (EC1; 56°17'N 75°06'O) près du Lac à l'Eau Claire au Québec (Gajewski et al., 1993). Sur un autre site localisé plus au sud de la forêt boréale (GB2; 55°06'N 75°17'O), le pollen de *Pinus* (probablement *P. banksiana*) a augmenté régulièrement au cours des derniers 3000 ans, jusqu'à atteindre des pourcentages légèrement supérieurs aux valeurs modernes (Gajewski et al., 1993). Les résultats palynologiques du lac BI2 (57°07'N 76°22'O) localisé sur la côte à l'est de la Baie d'Hudson près de notre site d'étude, indiquent que le pollen de *Picea* a atteint un maximum entre 2900 et 2200 ans BP, suivi d'une diminution tandis que la proportion de pollen de *Pinus* n'a pas enregistré de variations notables durant cette même période (Gajewski et Garralla, 1992). La même tendance est illustrée par Gajewski et al. (2021) à d'autres sites de la côte est de la baie d'Hudson où le maximum de *Picea mariana* est enregistré entre 2500 et 1500 ans BP pour ensuite diminuer.

La diminution du pourcentage de *Picea* pourrait s'expliquer par une ouverture de la forêt d'épinette en raison d'un refroidissement climatique tel qu'enregistré en beaucoup de sites des moyennes et hautes latitudes de l'Hémisphère Nord (e.g., PAGES 2K, 2013; Kaufman et al. 2020), y compris dans le nord-est du Québec (Gajewski et Garralla, 1992 ; Gajewski et al., 2021). Les derniers 3000 ans y ont été caractérisés par une ouverture du couvert forestier s'accompagnant d'une augmentation du pollen de Cyperaceae, Ericaceae et autres taxons de plantes non arboréennes (Gajewski et al., 1993). Le contenu sporo-pollinique de la carotte étudiée (Figure 6) est compatible avec ces données régionales puisqu'il enregistre une

diminution de *Picea* et une augmentation du pollen de Cyperaceae et autres herbacées. Une ouverture de la toundra forestière à la fin de l'Holocène a été déduite par différentes études, notamment celles de Payette et Gagnon (1985), de Gajewski et al. (1993), Gajewski (2019) ainsi qu'Asselin et Payette, (2005a). L'augmentation ténue de *Pinus* pourrait s'expliquer par des apports proportionnellement plus élevés en raison d'un transport atmosphérique sélectif (par ex., Rochon et de Vernal, 1994). Elle pourrait aussi résulter d'un remplacement progressif de l'épinette noire (*Picea mariana*) par les peuplements de pin gris (*Pinus banksiana*). Un tel changement pourrait aussi être associé à un refroidissement climatique affectant le potentiel de régénération post-incendie des épinettes (Richard, 1979). Sur la base des analyses de charbons de bois datés au radiocarbone provenant de nombreux sites, Payette et Gagnon (1985) ont proposé que la déforestation induite par le feu a commencé il y a environ 3000 ans. Cette hypothèse a été étayée par Gajewski et al. (2021). Le déclin de *Picea* pourrait aussi rendre compte de cycles d'incendies plus fréquents en raison d'un climat sec favorisant le pin gris (Richard, 1979; Despons et Payette, 1992; Payette et Lavoie, 1994; Lavoie et Sirois, 1998). Au-delà du régime hydrique, la distribution saisonnière des précipitations est sans doute importante. En effet, une étude de Carcaillet et Richard (2000) a mis en évidence le rôle de la saisonnalité des précipitations sur les incendies de forêts dans l'est du Canada. Cette étude, basée sur les flux de charbon de bois et les niveaux d'eau des lacs à 30 sites du Québec et du nord des Appalaches, démontre que les niveaux des lacs sont essentiellement contrôlés par les précipitations en hiver tandis que les occurrences d'incendies sont contrôlées par les précipitations estivales. Tel qu'illustré sur la Figure 16, un pourcentage plus élevé de sites de l'est du Canada ayant subi davantage d'incendies, une récurrence plus fréquente des feux de forêt ainsi qu'une humidité relative estivale moindre que précédemment marquerait les derniers 2500 ans.



Avant 2500 ans BP, de bas niveaux lacustres correspondraient à un climat généralement chaud et sec, en dépit d'étés pluvieux (Harrison, 1989; Yu et McAndrews, 1994; Yu et al., 1997). Nos reconstructions paléocéanographiques qui indiquent une température estivale élevée un couvert de glace moindre ainsi qu'une salinité plus élevée avant 2500 ans BP, sont également cohérentes avec un climat relativement chaud. Une salinité relativement élevée suggère par ailleurs une moindre dilution par les apports d'eau douce provenant du bassin versant, ce qui est compatible avec des précipitations peu importantes en hiver et une baisse du niveau des lacs (Carcaillet et Richard, 2000).

Après 2500 ans BP, un climat avec des étés plus secs se serait instauré avec de faibles précipitations estivales engendrant des incendies plus fréquents malgré un climat plus froid (Carcaillet et Richard, 2000). Une incidence plus élevée des feux de forêts serait liée à la plus grande occurrence des masses d'air sec et froid de l'Arctique ou de masses d'air distales du Pacifique, limitant la pénétration des masses d'air humide de l'Atlantique vers l'intérieur du continent (O'Brien et al., 1995; Viau et al., 2002; Pratte et al., 2017). Un climat généralement plus froid peut avoir entraîné des températures de surface moindres et un couvert de glace de mer accru après 2500 ans BP. De plus, une salinité moindre suggère une hausse des apports d'eau douces, mais sans doute issue de précipitations concentrées sur la saison hivernale compte-tenu du contexte climatique régional (Carcaillet et Richard, 2000).

4.2 Productivité primaire et conditions hydrographiques

Les indicateurs micropaléontologiques indiquent une productivité marine élevée. Les concentrations de dinokystes, de l'ordre de 10^4 kystes/cm³, correspondent à un flux de l'ordre de 10^3 kystes/cm²an et témoignent d'une productivité algale élevée. Les

palynomorphes enregistrent une hausse des concentrations après 2700 ans BP. Cela pourrait indiquer une augmentation des flux et une productivité accrue. Toutefois, comme tous les palynomorphes, qu'ils soient d'origine terrestre ou marine, augmentent également, nous sommes portés à croire qu'il s'agit d'une baisse légère de la vitesse de sédimentation entraînant donc une moindre dilution des palynomorphes dans le sédiment. Le rapport dinokystes/pollen, qui se situe autour 1, n'enregistre pas de variation ce qui tend à conforter notre interprétation.

Dans l'ensemble, les indicateurs de productivité primaire n'indiquent pas de changement majeur de la productivité, sinon par le fait de proportions de dinokystes phototrophes légèrement en hausse de la base au sommet de la carotte. On remarque en effet un changement dans les proportions de taxons phototrophes : dans la sous-zone A1 (3300-2600 ans BP), *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites ramosus* enregistrent de relativement forts pourcentages. La sous-zone A2, de ~2600 à 1800 ans BP, semble être une période de transition marquée par la diminution d'*Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites ramosus* et l'augmentation du kyste de *Pentapharsordinium* qui domine très largement les assemblages par la suite. En général, les assemblages de dinokystes dans les environnements de forte productivité sont dominés par les taxons hétérotrophes (de Vernal et Marret, 2007; Radi et de Vernal, 2008). C'est en particulier le cas dans les zones d'upwelling associées à une productivité élevée de diatomées à partir desquelles se nourrissent les dinoflagellés hétérotrophes (Hamel et al., 2002, Radi et de Vernal, 2008). Cependant, la composition des assemblages peut varier d'un site à un autre, en relation avec d'autres paramètres incluant la température (e.g., Dale et al., 2002; Marret et Zonneveld, 2003; de Vernal et al., 2005, 2020). Dans les environnements de marge continentale de l'Atlantique Nord, des proportions élevées de taxons phototrophes appartenant aux Gonyaulacales (*Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp.)

sont souvent recensées, accompagnés par le kyste de *Pentapharsodinium dalei* (e.g., Voronina et al., 2001; Marret et Zonneveld, 2003). À partir d'une étude portant sur les kystes de dinoflagellés et leur relation avec les paramètres hydrographiques, les apports d'eau douce et le cycle des nutriments, Heikkilä et al. (2016), ont proposé un modèle conceptuel divisant la Baie d'Hudson en domaines distincts (Figure 17).

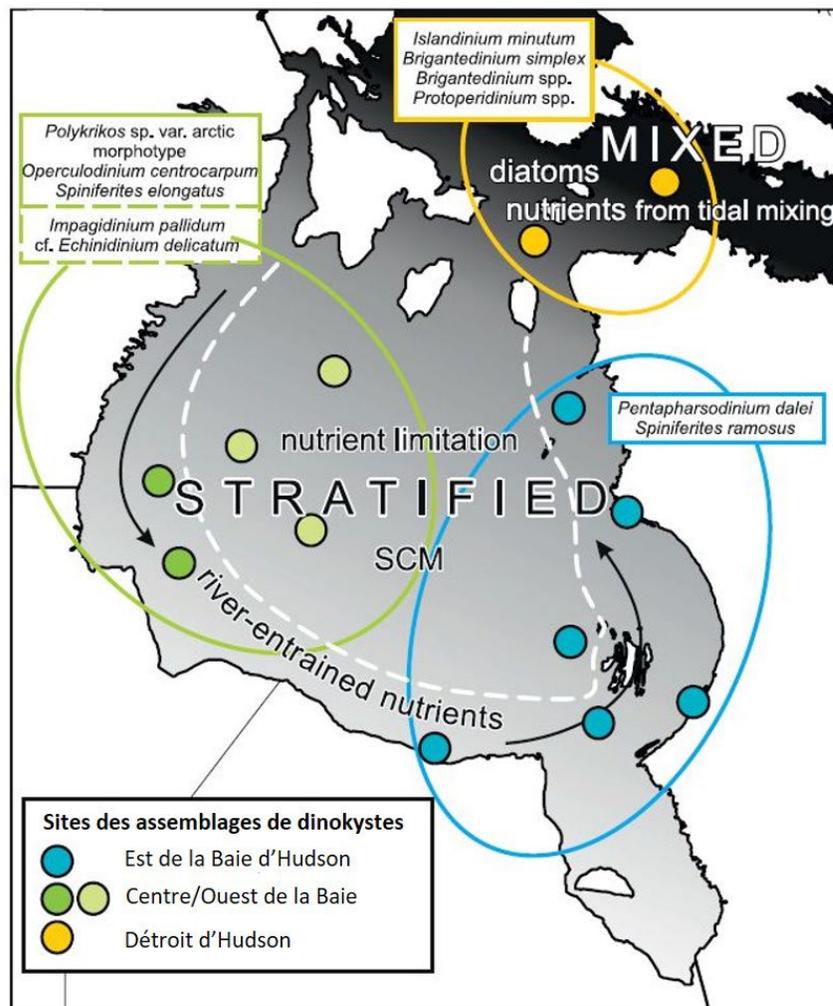


Figure 4.17 : Figure empruntée et modifiée de Heikkilä et al. (2014). Résumé conceptuel de l'organisation spatiale des assemblages de kystes de dinoflagellés dans le système du complexe de la Baie d'Hudson en réponse à la stratification de l'eau douce et à la disponibilité des nutriments et de la prédation. Le couloir côtier est séparé par une ligne blanche en pointillés et la direction de la circulation des eaux de surface est indiquée par des flèches. SCM = chlorophylle maximum de subsurface.

Le domaine de l'est de la baie d'Hudson, soit celui de notre région d'étude, se caractérise par le kyste de *Pentaparsodinium dalei* qui est un taxon phototrophe à floraison printanière. Sa dominance serait liée à un apport considérable en nutriments, via les eaux estuariennes. En revanche, le centre et l'ouest de la Baie d'Hudson, où la salinité est plus élevée, se caractérise par l'abondance d'*Operculodinium centrocarpum* et de *Spiniferites elongatus* parmi les taxons phototrophes et par le kyste de *Polykrikos* de morphotype arctique parmi les taxons hétérotrophes (Heikkilä et al., 2014).

La productivité primaire est intrinsèquement liée à la lumière et à la disponibilité des nutriments ainsi qu'à d'autres facteurs environnementaux tels que la température, la salinité, le PH et la disponibilité de dioxyde de carbone libre CO² qui peuvent moduler la biodiversité (Witman et al. 2008; Vallina et al. 2014). Dans une plus large mesure, la disponibilité des éléments nutritifs détermine la quantité et la diversité des producteurs primaires dans les écosystèmes marins (Mann et Lazier, 1996). Dans les écosystèmes polaires, le couvert de glace détermine en outre la saison de productivité en limitant la pénétration de la lumière dans l'eau et donc la durée de la période propice à la photosynthèse (Arrigo et al., 2008). Dans la région côtière de l'est de la Baie d'Hudson, les apports en eaux douces des tributaires contribuent à la productivité par leur contenu en nutriments. Toutefois, ils favorisent aussi la stratification haline qui limite les flux ascendants des eaux profondes plus riches en nutriments vers la surface et limitent ainsi la productivité (Arrigo et al., 1999 ; Carmack, 2007 ; Smetacek et Nicol, 2005 ; Kusyk et Candlish, 2019). Le secteur est de la Baie d'Hudson plus chaud et moins salé, favorisé par les nutriments issus d'apports terrestres, enregistre un flux de dinokystes trois fois supérieurs à celui du secteur ouest, plus froid et plus salé avec une moyenne de 62 300 kystes m⁻²jour⁻¹ et 20 000 kystes m⁻²jour⁻¹, respectivement (Heikkilä et al., 2016). Cependant, Ferland et al.

(2011) démontrent que la productivité annuelle de la baie d'Hudson (51–1217 gC/m².an) est assez faible comparativement à celle du détroit d'Hudson (675–2740 gC/m².an) où des mélanges verticaux sont à l'origine d'important apports en éléments nutritifs.

Les assemblages de la sous-zone A1 (3300-2600 ans BP) sont caractérisés par des pourcentages modérés de *Pentapharsodinium dalei* et des maxima d'*Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* qui sont généralement associés à des milieux océaniques de salinité relativement élevée, tel que reconstitué à partir des analogues modernes ($27,7 \pm 2,2$ psu; Figure 14). On en déduit des apports d'eau douce et de nutriments moindres que ceux de l'actuel. Les assemblages de cette sous-zone indiquent des températures estivales relativement élevées atteignant près de 10°C ainsi qu'une productivité annuelle plus élevée que l'actuel avec des maximums de 690 gC/m².an vers 2940 ans BP et 788 gC/m².an vers 2650 ans BP. Ceci pourrait indiquer une luminosité plus importante mais aussi une moindre stratification favorisant la remontée des nutriments vers la surface.

La zone B (~2600 à 460 ans BP), qui est caractérisée par la concentration la plus élevée de *Pentapharsodinium dalei*, reflèterait un apport d'eau douce plus important ainsi qu'une salinité moindre ($26,1 \pm 2,2$ psu en moyenne) ayant pour conséquence, une stratification plus prononcée. La productivité pendant cette période était assez faible, de 267,3 gC/m².an en moyenne, et correspondrait à un couvert de glace plus étendu en moyenne que celui de l'actuel.

Les assemblages de dinokystes de la carotte AMD0509-20 sont semblables à ceux décrits dans les sédiments de surface par Heikkilä et al. (2016). Toutefois, *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* paraissent particulièrement abondants dans la région d'étude avant ~2500 BP. Cela reflèterait des conditions plus

océaniques et de moindres apports d'eau douce, régulant ainsi la stratification haline ainsi que les apports de nutriments, dans l'est de la Baie d'Hudson.

4.3 Variations climatiques à l'Holocène tardif dans l'est de la Baie d'Hudson

4.3.1 Phase relativement chaude de 3300 à 1800 ans BP

La zone A couvrant de ≥ 3300 à 1800 ans BP est caractérisée par un minimum des pourcentages du kyste de *Pentapharsodinium dalei* et un maximum de *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites elongatus* et *Operculodinium centrocarpum*. À l'exception d'*Operculodinium centrocarpum* qui est cosmopolite, ces taxons indiquent des conditions de surface relativement chaudes dans un contexte subpolaire (de Vernal et Marret, 2007; Pospelova et al., 2008). Dans la sous-zone A1 (~ 3300 à 2500 ans BP), les reconstructions quantitatives (figure 12) rendent compte d'une température estivale de 8,5°C en moyenne et d'un couvert de glace moyen de 6,3 mois/an. Il s'agit de conditions plus chaudes d'environ 2°C par rapport à celles de l'actuel ($6,5 \pm 3,2^\circ\text{C}$) en été, mais sans doute équivalente en hiver car le couvert de glace était très similaire (6,2 mois/an) à celui de l'actuel. Les températures estivales reconstituées au cours de cette période sont presque toutes supérieures aux valeurs modernes, avec un optimum prononcé dans la sous-zone A1, soit entre 3300 et 2600 ans BP. De ~ 2600 à 1800 ans BP, une période de transition est mise en évidence par l'analyse multivariée des assemblages de dinokystes. Elle se reflète aussi par les températures estivales qui diminuent pour atteindre les valeurs modernes.

a)



b)

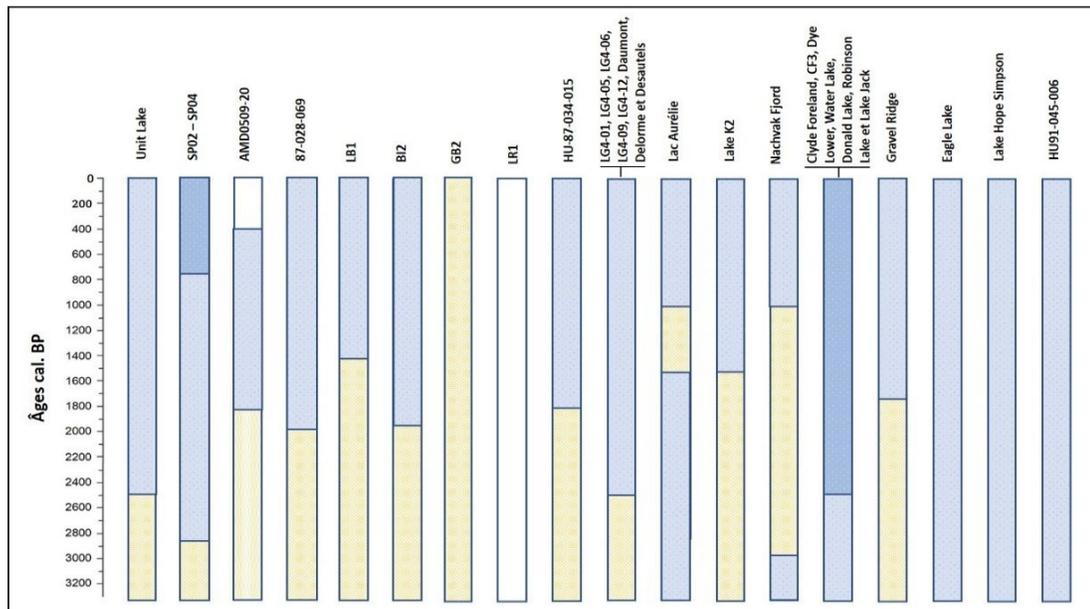


Figure 4.18 : Synthèse des reconstitutions climatiques de l'Holocène tardif dans la région de la Baie d'Hudson: **a)** Carte des sites : AMD0509-20 (présente étude); LG4-01, LG4-05, LG4-06, LG4-09, LG4-12, Daumont, Delorme et Desautels (Carcaillet et Richard, 2000) ; SPO2 – SPO4 (Adams et Finkelstein, 2010) ; Nachvak Fjord (Richerol et al., 2015) ; Unit Lake (Camill et al., 2012) ; Gravel Ridge, Eagle Lake, Lake Hope Simpson et HU91-045-006 (Sawada et al., 1999) ; Clyde Foreland, CF3, Dye Lower, Water Lake, Donald Lake, Robinson Lake et Lake Jack (Miller et al., 2005) ; HU-87-034-015 (de Vernal et al., 2013a) ; Lake K2 (Fallu et al., 2005) ; Lac Aurélie (Bajolle et al., 2018). **b)** représentation qualitative des conditions paléoclimatiques en référence au climat moderne. En jaune sont indiqués les intervalles relativement chauds, en bleu clair et bleu foncé les intervalles relativement froids et très froids; en blanc, pas de changement marqué du climat. Les sources utilisent différentes méthodes afin de déterminer les intervalles chaud/froid et/ou humide/sec (voir tableau 3). Les âges sont exprimés en années calibrées BP.

Auteurs/étude	Description de la méthodologie	Représentation qualitative des conditions paléoclimatiques	Traceurs utilisés
AMD0509-20 (cette étude)	Quantitatif (MAT) - fonction de transfert avec données modernes (après 1950)	Chaud/froid	Dinokystes et pollen
Carcaillet et Richard, 2000	Qualitatif - séries de charbons associées aux masses d'air	Étés chauds et humides / étés froid et secs	Micro-charbons
Adams et Finkelstein, 2010	Qualitatif - changements dans les concentrations des assemblages	Froid/chaud/froid	Diatomées
Richerol et al., 2015	Quantitatif (MAT) - fonction de transfert avec données modernes (après 1950)	Chaud/froid	Dinokystes et pollen
Camill et al., 2012	Qualitatif - changements dans les communautés et données géochimiques	Chaud et humide/froid et hum	Diatomées, assemblages polliniques, micro-charbons et autres marqueurs biotiques propriétés physiques
Sawada et al., 1999	Quantitatif (MAT) - fonction de transfert avec données modernes (après 1950)	Chaud/froid	Dinokystes et pollen
Miller et al., 2005	Qualitatif - changements dans les communautés et données géochimiques	Froid/plus froid	Diatomées, assemblages polliniques et autres marqueurs biotiques ainsi que des propriétés physiques
de Vernal et al., 2013	Quantitatif (MAT) - fonction de transfert avec données modernes (après 1950)	Chaud/froid	Dinokystes et pollen
Fallu et al., 2005	Quantitatif (WAPLS) - fonction de transfert avec données modernes (après 1950)	Chaud/froid	Diatomées, assemblages polliniques et chironomides
Bajolle et al., 2018	Quantitatif (WAPLS) - fonction de transfert avec données modernes (après 1950)	Froid/chaud/froid	Chironomides

Tableau 4.3 : Caractéristiques des intervalles paléoclimatiques des études régionales auxquelles il est fait référence dans le texte et la figure 18.

MAT = Technique d'analogique moderne (Modern Analogue Technique) ;

WAPLS = Régression des moindres carrés partiels avec moyenne pondérée (Weighted Averaging Partial Least Squares Regression)

Les informations tirées de la littérature scientifique incluent des reconstitutions à plusieurs sites de la région, basées sur les assemblages de dinokystes (Sawada et al., 1999 ; de Vernal et al., 2013a ; Richerol et al., 2015) et de pollen (Sawada et al., 1999 ; Richerol et al., 2015) de carottes de sédiment marin (Figure 18). Elles illustrent des températures relativement élevées d'environ 6°C entre 5700 et 2000 ans BP. D'autres enregistrements, provenant de carottes sédimentaires lacustres ou terrestres sont établis à partir de l'étude des assemblages polliniques (Fallu et al., 2005 ; Miller et al., 2005 ; Camill et al., 2012 ; Sawada et al., 1999), des diatomées (Fallu et al., 2005 ; Miller et al., 2005 ; Camill et al., 2012 ; Adams et Finkelstein, 2010), des chironomides (Bajolle et al., 2018 ; Fallu et al., 2005), des micro-charbons (Carcaillet et Richard., 2000 ; Camill et al., 2012) et autres marqueurs biotiques (silice biogénique, matière

organique) ainsi que des propriétés physiques (magnétique , taille des grains)([Camill et al., 2012](#) ; [Miller., 2005](#)). La plupart concluent en une période chaude, mais qui ne serait pas nécessairement synchrone (voir Figure 18). Elle est datée entre 4400 et 2900 ans BP sur la péninsule Melville au Nunavut ([Adams et Finkelstein, 2010](#)), entre 6500 à 2500 ans BP, plus à l'ouest, au Manitoba ([Camill et al., 2012](#)), entre 7500 et 2500 ans BP au centre du Québec ([Carcaillet et Richard, 2000](#)), entre 6700 et ~1500 ans BP au nord et à l'est du Québec ([Fallu et al., 2005](#); [Sawada et al., 1999](#)), et entre 4600 et 1750 ans BP à l'ouest du Labrador ([Sawada et al., 1999](#)). Une étude réalisée dans un fjord au nord du Labrador indique cependant des conditions chaudes et humides plus tardives, entre ~3000 et 1000 ans BP ([Richerol et al., 2015](#)). Deux autres sites se démarquent également. Il s'agit du site GB2, localisé à l'est du Québec, qui n'enregistre pas de refroidissement ([Sawada et al., 1999](#)) ainsi que du site au Lac Aurélie près de Chibougamau, qui indique un optimum thermique entre 1100 et 1200 ans BP ([Bajolle et al., 2018](#)). L'optimum thermique que nous retraçons dans le cadre de la présente étude peut être défini de façon qualitative avec maximum de *Spiniferites ramosus* ou quantitative avec l'utilisation de la technique des analogues modernes : il se termine entre 2600 et 1800 ans BP, chevauchant ainsi la plupart des résultats de la grande région de la Baie d'Hudson.

Les résultats des différentes études démontrent des divergences de la chronologie de la période relativement chaude de l'Holocène tardif. Les divergences pourraient être le reflet d'un signal différent selon les traceurs et leur sensibilité par rapport aux paramètres du climat. Elles pourraient aussi être dues à des approches différentes pour retracer les paléoclimats. [Sawada et al. \(1999\)](#) ont réalisé des comparaisons de reconstructions climatiques basées sur les dinokystes (marin) et le pollen (terrestre) de 3 régions de l'est de Canada, soit la Baie d'Hudson, le Labrador et l'estuaire du St-Laurent. Les résultats illustrent des températures cohérentes par région qu'il s'agisse

d'enregistrement marins ou terrestres. Ils illustrent aussi des différences de leur histoire climatique en relation avec leur emplacement par rapport à la position de retrait des glaces continentales ainsi qu'aux zones de front atmosphérique. Cependant, au-delà de différences d'amplitude ou de « timing », l'ensemble des reconstitutions climatiques indiquent des conditions plus chaudes que celles de l'actuel au début de l'Holocène tardif avec une transition vers un refroidissement plus ou moins précoce selon les sites.

4.3.2 Transition vers une phase froide à partir de 1800 ans BP

La période de refroidissement, après 1800 ans BP à notre étude, se caractérise par une augmentation de *Pentapharsodinium dalei* et une diminution de *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites elongatus* et *Operculodinium centrocarpum*. Les reconstructions sur la base des analogues modernes illustrent des températures de surface estivale près des valeurs modernes, soit $\sim 6,7^{\circ}\text{C}$ mais avec un couvert de glace légèrement supérieur à la moyenne actuelle, soit 6,8 mois/an. Cette phase froide succède une période de transition couvrant de 2600 à 1800 ans BP et marquée par des instabilités. Durant cette transition, les températures de surface diminuent rapidement pour se stabiliser un peu au-dessus des valeurs modernes et la glace de mer augmente rapidement atteignant $> 7,7$ mois/an dans un premier temps avant de diminuer jusqu'à atteindre les valeurs modernes et de se stabiliser vers ~ 2200 ans BP. La salinité, cependant, ne suit pas les mêmes variations et diminue progressivement, de $\sim 30,3$ psu à la fin de la période chaude (~ 2600 ans BP) à < 25 psu vers 460 ans BP, augmentant ensuite pour atteindre les valeurs actuelles. Cette transition se caractérise par une anti-corrélation de la température de surface et la glace de mer,

mais sans relation avec la salinité (Figure 15), ce qui implique une des mécanismes distincts contrôlant la température estivale (ou glace de mer hivernale) et la salinité.

Les enregistrements des conditions paléocéanographiques de la région concordent, dans l'ensemble, avec ceux de notre étude qui illustrent un début du refroidissement entre ~1965 et 1800 ans BP (Sawada et al., 1999 ; de Vernal et al., 2013a). Les données des milieux lacustres ou terrestres diffèrent un peu des autres enregistrements avec un refroidissement vers 1420 ans BP au site LB1 à l'est du Québec (Sawada et al., 1999), 1500 ans BP au nord-est du Québec (Fallu et al., 2005), 1750 ans BP au site de Gravel Ridge au Labrador (Sawada et al., 1999) et 1800 ans BP dans le Fjord de Nachvak, au nord du Labrador (Richerol et al. 2015). Les sites proches du nôtre se situant au Manitoba et au centre du Québec enregistrent un refroidissement notable à partir de 2500 ans BP (Camill et al., 2012 ; Carcaillet et Richard, 2000). Sur la péninsule de Melville le refroidissement est plus précoce, soit autour 2900 ans BP (Adams et Finkelstein, 2010) et de subtils changements y suggèrent aussi une phase froide aux environs de 750 ans BP. Dans la carotte AMD0509-20 (cette étude), il semble y avoir un léger réchauffement vers ~800 ans BP suivi d'un refroidissement. De plus, certains sites se caractérisent par une période relativement froide au cours de l'Holocène supérieur, soit sur l'île de Baffin dans l'Arctique canadien ainsi qu'à l'est du Labrador, tant au niveau terrestre que marin (Miller et al., 2005 ; Sawada et al., 1999). Par ailleurs, les enregistrements près de Chibougamau indiquent presque tous une période de froide à l'exception d'un bref intervalle plus chaud autour de 1100 ans BP (Bajolle et al., 2018). Donc, il y a quelques différences chronologiques pour ce qui concerne le début du refroidissement ou les phases de refroidissement à l'Holocène tardif. Pour vérifier ces différences et les interpréter, une uniformisation des chronologies pour chaque site d'étude ainsi qu'une normalisation des proxies utilisés seraient nécessaires. Quoi qu'il en soit, dans l'ensemble, notre site d'étude suit une

tendance qui est également enregistrée en Amérique du Nord à l'échelle des derniers milliers d'années, avec un refroidissement généralisé cours des derniers deux millénaires (PAGES 2K, 2013; Kaufman et al. 2020 ; Viau et Gajewski, 2002).

4.3.3 Mise en perspective des résultats à une échelle hydroclimatique globale

Les changements climatiques de l'Holocène, qui ont suivi la déglaciation, sont principalement associés à la diminution de l'insolation estivale dans l'Hémisphère Nord (Laskar et al., 2004 ; Viau et Gajewski, 2009 ; PAGES 2K, 2013). Toutefois, un certain régionalisme semble caractériser les séries paléoclimatiques avec des tendances et amplitudes différentes selon les sites d'étude (e.g., Kaufman et al., 2020). Les changements hydrologiques qui résultent de la circulation atmosphérique à long terme sont mis en évidence par les variations du niveau des lacs (Harrison, 1989 ; Ritchie et Harrison, 1993). Des reconstructions à partir de diatomées (Laird et al., 1996) reflètent également la variabilité de l'équilibre hydrique à une échelle décennale, séculaire ou millénaire selon le contexte. Une étude basée sur des assemblages de coléoptères et la dendrochronologie dans le Nord-est du Québec ainsi que sur les restes de charbon pour discerner les périodes froides et sèches des intervalles chauds et humides pendant l'Holocène tardif (Filion et al., 1991) indique que les précipitations seraient aussi critiques que les températures, sinon davantage (Lavoie et Arsenault, 2001). À ce sujet, Carcaillet et Richard (2000) ont démontré que les niveaux des lacs sont essentiellement contrôlés par les précipitations hivernales. Il en ressort donc, une complexité climatique qui implique différents paramètres en plus de la température moyenne. Dans la Figure 19, une synthèse des résultats de notre étude est présentée en parallèle à ceux de Carcaillet et Richard (2000) pour

brosser un tableau des conditions climatiques et hydrologiques de la région, incluant le milieu terrestre et les environnements marins.

Nos reconstitutions paléoclimatiques estivales (températures de surface et salinité), les indicateurs des milieux océaniques (dinokystes) et terrestres (pollen) mis en parallèle avec les résultats des anomalies positives de feux de forêts, l'humidité estivale ainsi que les bas niveaux des lacs dans l'est de l'Amérique du Nord suggèrent des conditions plus chaudes entre 3300-2600 ans BP avec des étés pluvieux mais des précipitations moindres durant la période hivernale. De 2600 à 1800 ans BP, une baisse des températures de surface suggère un changement du régime thermique. Cette transition est importante puisqu'elle illustre un changement de régime des précipitations avec une saison estivale enregistrant des précipitations à la baisse, contrairement à la saison hivernale, pendant laquelle, les précipitations seraient à la hausse entraînant des apports d'eaux douces et de fonte élevés vers la baie d'Hudson. La période froide, après 1800 ans BP, seraient marquée par des températures de surface océaniques plus basses et un couvert de glace légèrement plus important que ceux l'actuel. De plus, les précipitations estivales durant cette période semblent avoir été peu abondantes tandis que celles de la saison froide auraient augmentées.

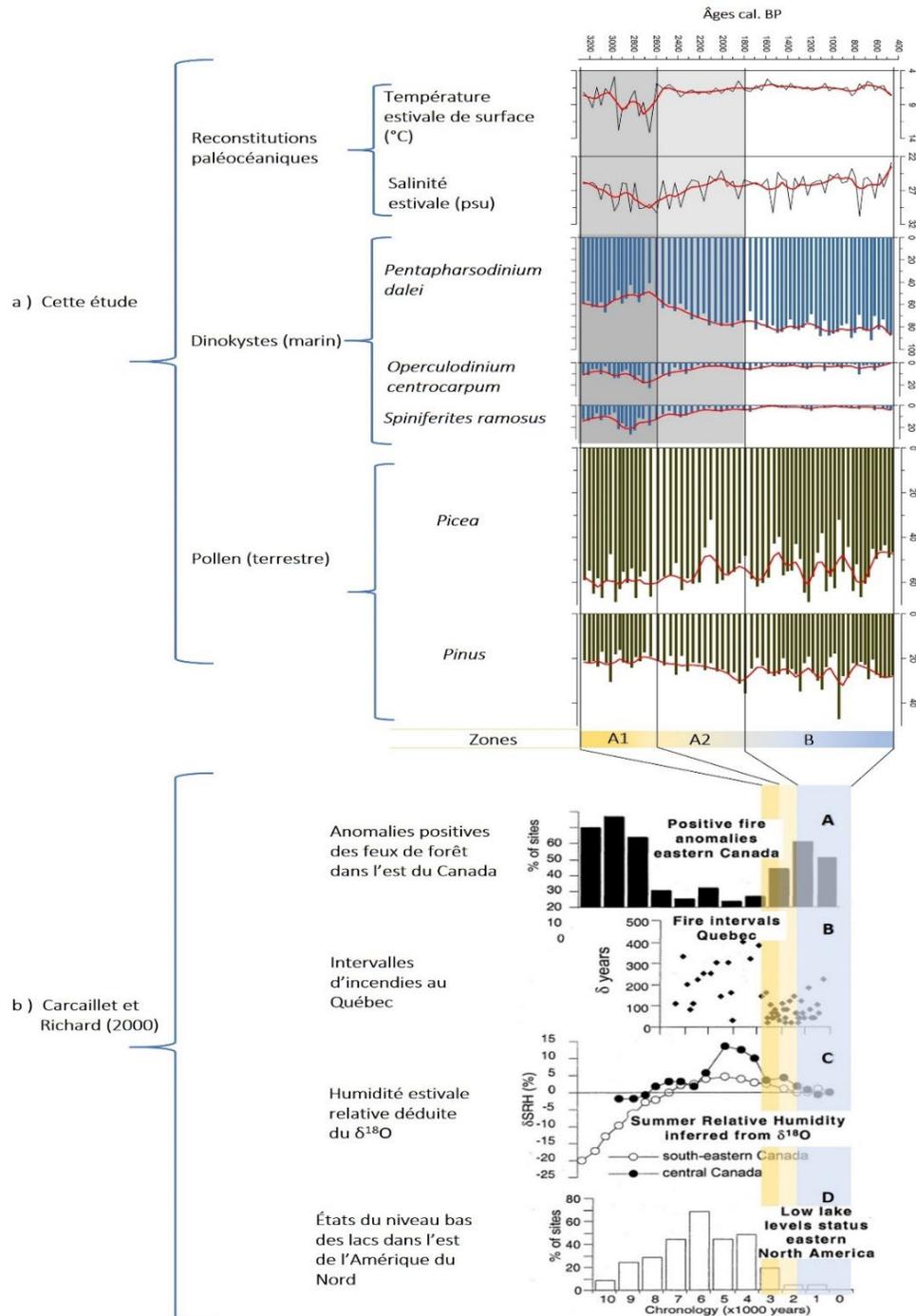


Figure 4.19 : Synthèse récapitulative et comparative des changements climatiques et hydroclimatiques : a) présente étude, avec les reconstitutions de températures (°C) et salinité (psu) estivales (Figure 14), l'abondance relative des dinokystes indicateurs de milieux océaniques (Figure 12), l'abondance relative du pollen de *Picea* et *Pinus* (Figure 11), ainsi que les zones déterminées par une PCA. En b) figures empruntées à Carcaillet et Richard (2000) illustrant la saisonnalité hydroclimatique au cours de l'Holocène (Figure 16).

Les reconstructions des précipitations annuelles par O'Reilly et al. (2014) indiquent une augmentation après ~2400 ans BP, en accord avec les conclusions de Carcaillet et Richard (2000). Ces résultats sont, dans l'ensemble, cohérents avec les reconstitutions de Camill et al. (2012) dont l'étude portant sur un lac de toundra du Bas-Arctique, dans la région ouest de la baie d'Hudson, permet de conclure en une transition d'un climat chaud et humide aux environs de 2500 ans BP à un climat froid et humide qui a perduré jusqu'à la fin de la période préindustrielle. La présente étude paraît donc étayer les hypothèses posées à la suite des études antérieures et permet de confirmer le changement de régime hydrologique de façon indépendante par la courbe de salinité qui illustre des bilans d'eau douce relativement faibles jusque vers 2600 ans BP. Il est à noter que dans les différentes études, il y a une divergence concernant la période avant 2500 ans que certains attribuent à un climat sec plutôt qu'humide (Harrison, 1989 ; Yu et McAndrews, 1994 ; Yu et al., 1997). Ceci pourrait être expliqué par le fait que les précipitations sont difficiles à reconstituer à une échelle annuelle et, à plus forte raison, saisonnière. Donc, même si les précipitations sont moindres annuellement, les étés peuvent avoir été humides.

CONCLUSION

Cette étude qui couvre environ 3300 ans de l'histoire paléoclimatique de l'est de la Baie d'Hudson a permis de retracer des changements importants. Nos résultats démontrent des conditions relativement chaudes jusque vers 2600 ans BP avec des températures estivales de surface d'environ 2°C plus élevées que celles de l'actuel. Cependant, le couvert de glace était très similaire aux conditions modernes (6,2 mois/ans), ce qui met en évidence des contrastes saisonniers plus larges que ceux d'aujourd'hui. Durant cette phase, la salinité était assez élevée, suggérant un apport d'eau douce provenant des tributaires, donc à l'échelle du bassin de drainage, moindre qu'aujourd'hui. La phase chaude se termine avec une transition marquée par une baisse de la température et des conditions plus variables de 2600 à 1800 ans BP avant une stabilisation autour des conditions de température et de salinité actuelles. Cependant, la diminution de la température n'est pas tout à fait en phase avec la baisse de salinité, suggérant des conditions hydroclimatiques changeantes pour ce qui concerne la relation entre pluviométrie et température, sans doute en lien avec une saisonnalité plus marquée. Des changements de précipitations saisonnières régionales ont également été proposés pour expliquer des feux de forêt accrus après 2500 ans BP (Carcaillet et Richard, 2000). Nos résultats contribuent ainsi à démontrer que la période antérieure à 2600 ans BP était caractérisée par un climat relativement chaud en saison estivale, mais avec un bilan d'eau douce inférieur à celui d'aujourd'hui.

Le refroidissement qui a suivi fut sans doute marqué par une baisse des précipitations estivales, d'où le déclin de *Picea* en faveur de *Pinus*, à la faveur de cycles d'incendies

plus fréquents et d'un climat plus sec en été. En revanche, un bilan en eau douce positif à l'origine de niveaux lacustres plus élevés et d'une salinité moindre dans les eaux de surface de la baie d'Hudson serait dû à des fortes précipitations hivernales alimentant le bassin de drainage. Ainsi, la salinité que l'on reconstitue à partir des assemblages de dinokystes en milieu marin et la végétation que retrace par les séries polliniques terrestres apportent des indications indépendantes et complémentaires sur conditions hydroclimatiques régionales.

En dépit d'incertitudes méthodologiques et de disparités régionales, nos résultats apportent des informations complémentaires sur la réponse régionale au refroidissement ayant commencé à l'Holocène moyen avec la diminution de l'insolation estivale de l'Hémisphère du Nord ([Viau et Gajewski, 2002](#) ; [PAGES 2K, 2013](#) ; [Kaufman et al. 2020](#)). Ils apportent également des éléments de compréhension sur la réponse du milieu marin qui intègre les effets de changements de température et du bilan hydroclimatique à l'échelle du bassin de drainage.

La plupart des études portant sur les paléo-précipitations font référence à des bilans annuels. Or, nos travaux, comme ceux de Carcaillet et Richard (2000) indiquent que la distribution saisonnière des précipitations comme celle des températures doit être prise en compte pour la compréhension du système climatique et la mesure de ses effets sur l'environnement.

ANNEXE A

DENOMBREMENT DES POLLEN ET SPORES DE LA CAROTTE AMD0509-20

Profondeur (cm)	Abies	Picea	Pinus	Tsuga	Acer negundo	Carpinus/Ostrya	Carya	Corylus	Fraxinus	cf. Quercus	Larix Laricina	Betula	Alnus spp.	Ericaceae	Salix	Rosaceae	Rubus spp.	Type ambrosia	Artemisia	Tubuliflore	Caryophyllaceae	Chenopodiaceae	Poaceae	Type Rumex	Cyperaceae	Cornus Canadensis	Type potamogeton	C. Ramosa	Plantaginaceae	Saururaceae	Cannabaceae	Type urtica	Rubiaceae	Typha latifolia	Apiaceae	Halimnaceae	Lycopodium spp.	Selaginella	Spore monolette	Spore trilette	Shagnum	Equisetum	Isotete	Type pteridium	Inconnus	Inconnu NI	Somme Spores	Somme Pollen	PA	
0,5	0	156	93	0	0	0	0	0	0	0	14	30	0	4	0	1	6	1	3	0	15	3	1	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	10	2	111	0	0	0	0	0	0	123	334	250
4,5	0	86	50	0	0	0	0	0	0	0	6	12	1	1	0	0	2	4	1	0	4	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	1	3	50	0	0	1	0	55	175	136	
8,5	1	169	112	0	0	0	0	0	0	0	13	44	2	1	0	0	5	8	4	0	4	2	0	15	0	3	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	4	1	2	7	121	0	1	0	1	1	134	387	283	
12,5	0	142	89	0	0	0	0	0	0	0	15	34	0	3	0	0	2	5	1	0	1	0	0	12	0	3	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	6	0	5	0	73	0	0	1	0	79	309	231		
16,5	0	160	89	0	0	0	0	0	0	0	12	29	0	2	0	0	16	4	1	3	0	0	5	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	12	5	66	0	0	5	2	0	90	322	249		
20,5	0	50	23	0	0	0	3	0	0	0	5	11	1	1	0	0	2	2	0	0	1	0	0	9	0	2	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2	0	1	1	36	0	0	0	0	38	111	76			
24,5	0	142	72	0	0	0	0	0	0	0	6	15	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	7	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	3	32	0	0	0	0	37	246	214			
28,5	0	205	78	0	0	0	1	0	0	0	7	16	0	2	0	0	2	5	2	0	3	1	0	14	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	6	0	8	4	84	0	0	0	0	96	338	284		
32,5	1	248	80	0	0	0	0	0	0	0	4	13	0	1	0	0	3	5	1	0	2	4	0	6	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	10	5	43	0	0	1	0	59	371	330				
36,5	0	109	48	0	0	0	0	0	0	0	5	19	0	2	0	0	1	2	2	0	0	2	1	12	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	1	39	0	0	1	0	44	209	157			
40,5	0	106	37	0	0	0	0	0	0	0	1	3	7	0	1	0	1	1	0	0	2	0	0	4	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	24	0	0	0	0	25	166	144		
44,5	0	98	64	0	0	0	0	0	0	0	8	17	0	4	0	0	1	2	3	0	2	1	0	12	0	8	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	4	57	0	0	0	1	63	221	162		
48,5	1	146	74	0	0	0	1	0	0	0	7	14	0	0	0	0	3	4	1	0	5	2	0	4	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	5	5	54	0	0	2	1	67	263	222		
52,5	0	32	47	0	0	0	0	0	0	0	1	7	0	1	0	0	1	0	4	0	0	0	0	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	32	0	0	0	0	32	99	79			
56,5	0	161	46	0	0	0	0	0	0	0	11	15	0	2	0	0	1	3	0	0	1	0	0	11	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	1	4	49	0	0	2	2	58	256	207			
60,5	1	83	28	0	0	0	1	0	0	0	4	7	1	3	0	0	3	2	1	0	1	0	0	7	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	5	1	31	0	0	0	0	0	77	344	113			
64,5	0	228	85	0	0	0	0	0	0	0	7	17	0	2	0	0	0	3	1	1	5	1	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0	3	2	69	6	0	0	0	80	355	313		
68,5	0	57	51	0	0	0	0	0	0	0	9	18	0	2	0	0	0	3	1	0	2	1	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	1	40	0	0	0	0	62	149	108		
72,5	0	91	58	0	0	0	0	0	0	0	4	16	0	3	0	0	1	3	2	1	0	0	3	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	6	6	54	0	0	0	2	48	193	149		
76,5	0	240	111	0	0	0	0	0	0	0	6	29	0	2	0	0	0	6	2	0	3	1	0	15	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	86	0	0	0	0	1	88	417	351	
80,5	0	276	77	0	0	0	0	0	0	0	5	22	0	2	0	0	3	7	2	0	3	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	4	9	50	0	0	1	0	64	401	353		
84,5	0	168	58	0	0	0	0	0	0	0	5	9	1	3	0	0	1	4	1	0	3	0	0	5	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	30	0	0	0	0	33	260	226	
88,5	0	114	80	0	0	0	1	0	0	0	8	14	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	3	77	0	0	2	1	85	229	195		
92,5	0	115	73	0	0	0	0	0	0	0	17	29	0	2	0	0	2	5	2	0	0	2	1	14	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	6	3	79	0	0	0	0	88	267	188		
96,5	0	197	89	0	0	0	0	0	0	1	10	24	0	4	0	0	3	4	0	0	11	1	0	10	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	6	13	59	0	0	0	5	0	84	359	288		
100,5	0	190	94	0	0	0	0	0	0	0	16	21	0	1	0	0	1	8	8	0	0	0	0	4	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	3	6	0	5	72	0	0	0	0	77	344	284	
104,5	0	102	36	1	0	0	0	1	0	0	2	15	1	3	0	0	0	1	1	0	6	1	1	5	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	41	0	0	0	0	41	179	140		
108,5	0	86	59	0	0	0	1	0	0	0	14	28	2	2	0	0	3	5	1	0	1	0	1	8	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	3	55	0	0	0	0	61	216	146		
112,5	0	157	103	0	1	0	0	0	0	0	1	33	26	0	7	0	4	9	1	0	4	3	1	15	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	10	36	101	0	0	0	0	1	148	366	262		
116,5	0	199	92	0	0	0	0	0	0	0	9	23	0	1	0	0	0	4	2	0	0	0	0	8	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3	4	89	0	0	0	2	98	342	292		
120,5	0	136	53	0	0	0	0	0	0	0	7	15	1	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	6	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	1	44	0	0	1	1	47	225	189			
124,5	0	148	47	0	0	0	0	0	0	0	12	17	2	0	0	0	0	7	0	0	2	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	2	54	0	0	0	0	58	238	195		
128,5	0	210	88	0	0	0	0	0	0	0	6	29	0	2	0	0	4	3	3	0	3	1	1	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	10	8	61	0	0	0	0	79	358	298			
132,5	0	124	92	0	0	0	0	0	0	0	9	16	0	0	0	0	1	5	1	0	0	0	0	8	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	49	0	0	0	0	51	257	216			
136,5	0	115	70	0	0	0	0	0	0	0	4	18	1	2	0	0	1	1	0	0	1	0	0	8	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	29	0	0	0	0	29	222	185		
140,5	0	180	86	0	0	0	0	0	0	0	8	29	0	2	0	0	3	4	1	0	3	0	0	8	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	66	0	0	0	0	67	325	266			
144,5	0	181	87	0	0	0	1	0	0	0	9	14	1	0	0	0	1	2	0	0	5	1	0	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	5	9	60	1	0	3	1	79	321	269			
148,5	0	162	69	0	0	0	1	0	0	0	10	20	1	1	0	0	2	2	2	0	2	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0																			

ANNEXE B

DÉNOMBREMENT DES DINOKYSTES DE LA CAROTTE AMD0509-20

Profondeur (cm)	<i>Impagidinium</i> spp.	<i>Impagidinium aculeatum</i>	<i>Impagidinium paradoxum</i>	<i>Nematospaeropsis labyrinthus</i>	<i>Operculodinium centrocarpum</i>	<i>Operculodinium centrocarpum</i> - processus courts	<i>Operculodinium centrocarpum</i> type arctique	<i>Spiriferites elongatus</i>	<i>Spiriferites ramosus</i>	<i>Spiriferites</i> spp.	Kyste de <i>Pentapachosdinium</i> défilé	<i>Islandinium minutum</i>	<i>Islandinium minutum</i> atypique	<i>Islandinium ? cesare</i>	<i>Islandinium brevispinosum</i>	Cf. <i>Echinidium</i> <i>kerense</i> spp.	<i>Brigandinium</i> spp.	<i>Brigandinium carlacoense</i>	<i>Brigandinium simplex</i>	<i>Selenopemphix Quanta</i>	Kyste de <i>Protoperidinium nudum</i>	Kyste de <i>Protoperidinium americanum</i>	Kyste de <i>Polykrikos</i> type arctique	<i>Equidulum</i> spp.	<i>Equidulum ? Sp Z</i>	Cf. <i>Equidinium transparentum</i>	Cf. <i>Equidinium aculeatum</i>	<i>Biechleria</i> spp.	Kyste de type A	Type <i>Bataca</i> <i>sphaerera</i>	Indéterminé	Somme Autotrophes	Somme Hétérotrophes	Somme dinokystes				
0,5	1	0	0	0	5	0	0	13	22	0	408	8	0	3	0	0	5	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	449	17	466	
4,5	0	0	0	0	3	0	1	12	11	0	317	5	0	7	8	1	1	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	344	26	371
8,5	0	0	0	0	9	2	0	7	11	0	263	16	0	1	18	0	16	2	2	4	0	0	4	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	292	63	357
12,5	0	0	0	0	9	1	0	5	4	0	275	6	0	7	7	1	12	1	1	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	294	38	333
16,5	0	0	0	0	25	0	0	15	15	0	232	16	0	4	0	0	16	0	1	2	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	287	42	329
20,5	0	0	0	0	5	2	0	1	0	1	329	2	0	6	4	0	2	0	1	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	338	18	357
24,5	0	0	0	0	5	4	0	2	4	0	272	12	0	8	8	2	6	0	2	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	287	40	327
28,5	0	0	0	0	11	0	0	9	3	0	282	9	0	1	6	0	13	1	2	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	305	34	339
32,5	0	0	0	0	35	0	0	4	12	3	222	22	0	6	0	0	13	0	0	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	276	44	320
36,5	0	0	0	0	8	0	0	3	2	0	302	8	0	2	7	0	9	0	4	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	315	35	353	
40,5	0	0	0	0	4	2	0	5	8	0	318	5	0	3	3	0	1	0	3	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	337	17	354
44,5	0	0	0	0	6	0	0	3	7	0	240	6	1	9	13	2	12	2	2	0	0	4	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	256	53	310	
48,5	0	0	0	0	19	1	0	3	6	0	286	12	0	11	0	0	11	2	7	1	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	315	48	363
52,5	0	0	0	0	10	1	0	2	2	0	290	9	1	10	6	0	5	1	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	305	35	342	
56,5	0	0	0	0	1	8	0	1	5	0	323	7	0	15	4	0	6	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	338	36	374
60,5	0	0	0	0	7	1	0	2	4	0	310	1	0	9	7	1	6	1	1	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	324	29	354		
64,5	0	0	0	0	27	2	0	3	9	0	275	10	0	10	1	0	25	0	4	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	316	53	369
68,5	0	0	0	0	3	0	0	0	2	1	290	7	0	10	5	1	7	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	296	33	329
72,5	0	0	0	0	4	0	0	5	3	0	269	16	0	5	10	0	11	2	0	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	281	48	329
76,5	0	0	0	1	0	13	2	0	3	17	1	228	12	0	22	7	0	23	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	265	67	332
80,5	0	0	0	0	22	2	0	8	10	3	287	7	0	5	2	3	24	2	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	332	46	378
84,5	0	0	0	0	11	2	0	8	9	2	248	4	0	1	2	1	12	0	2	1	0	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	280	27	307
88,5	0	0	0	0	6	2	0	3	3	0	369	18	0	7	6	0	14	7	3	0	0	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	383	61	444
92,5	0	0	0	0	7	0	0	2	4	0	277	5	0	15	10	1	9	0	6	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	290	47	337
96,5	0	0	0	0	14	1	0	11	5	2	303	16	1	8	8	2	27	1	6	2	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	336	75	411
100,5	0	0	0	0	7	2	0	7	8	1	251	4	0	12	2	0	13	2	0	0	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	276	38	314
104,5	0	0	0	0	11	1	0	2	7	2	280	3	0	10	5	2	5	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	303	28	331
108,5	0	0	0	0	8	0	0	2	4	0	300	6	0	5	10	1	8	0	4	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	314	35	349
112,5	0	0	0	0	10	1	0	11	2	3	287	14	0	4	4	0	17	0	2	1	0	4	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	314	49	363
116,5	0	0	0	0	7	0	0	7	0	4	254	13	0	6	8	0	9	0	5	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	272	42	314
120,5	0	0	0	0	18	2	0	8	9	0	242	13	0	6	3	0	17	0	3	1	0	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	279	48	327
124,5	0	0	0	0	11	0	0	5	4	0	260	8	0	8	6	0	8	0	3	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	280	36	316
128,5	0	0	0	0	23	2	0	5	21	3	224	12	0	2	15	1	19	0	2	0	0	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	278	60	338
132,5	0	0	0	1	20	0	0	3	15	0	262	9	0	11	7	0	8	0	0	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	301	40	341
136,5	0	0	0	0	16	0	0	4	8	1	232	13	0	11	9	2	13	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	261	51	312
140,5	0	0	0	0	16	0	0	3	11	0	273	4	0	6	6	0	14	1	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	303	36	339
144,5	0	0	0	1	13	0	0	4	12	1	260	11	0	8	7	2	15	0	1	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	291	47	338
148,5	0	0	0	0	9	1	0	2	19	0	244	5	0	13	5	0	5	0	2	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	275	33	308
152,5	0	1	1	0	8	1	0	5	18	1	260	6	0	16	5	0	15	1	1	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	295	47	342
156,5	1	0	0	0	9	0	0	2	9	2	263	12	0	17	5	0	5	1	1	1	0	1	4	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	286	48	334
160,5	0	0	0	1	15	2	0	11	14	2	251	13	0	14	12	1	19	1	2	0	1	5	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	296	70	367	
164,5	0	0	0	0	8	0	0	11	14	0	221	8	0	20	7	0	10	0	7	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	254	56	310
168,5	0	1	1	0	17	2	0	12	21	0	246	4	0	11	4	1	11	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	300	35	335
172,5	0	0	0	2	32	0	0	4	29	1	198	10	0	9	3	0	14	1	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	266	39	305
176,5	0	0	0	0	21	3	0	24	38	4	205	13	0	7	6	1	17	1	4	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	295	51	346
180,5	0	0	0	0	15	0	0	5	28	0	204	8	0	12	7	1	14	2	4	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	252	56	308
184,5	0	0	0	0	39	2	0	8	17																													

ANNEXE C

DÉNOMBREMENT DES PALYNOMORPHES AUTRES QUE LE POLLEN ET LES DINOKYSTES
DE LA CAROTTE AMD0509-20

Profondeur (cm)	Habodinium	Cymatophæra	Kyste P	Pediastrum	Tintinnide	Réseaux organiques	Céris de copépode	Radisperma	Polysterias problematica	Staurastrum	Thécamoebiens	Stomate	Spores triètes remaniées	Pollen triporés remaniés	palynomorphe remanié	Acritarche	Inconnu	Somme Palynomorphes
0,5	4	0	0	0	27	11	12	1	4	0	0	0	6	0	0	0	0	65
4,5	4	0	0	0	12	5	11	2	2	0	0	0	1	0	0	0	1	38
8,5	10	0	0	0	22	38	14	2	7	0	0	0	3	0	0	0	0	96
12,5	9	0	0	2	15	11	8	0	3	2	0	0	0	0	0	0	1	56
16,5	3	0	0	0	8	14	6	1	7	1	0	0	2	0	0	0	0	42
20,5	3	0	0	0	7	6	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	19
24,5	9	0	0	1	8	5	11	0	4	2	0	0	0	0	0	0	1	41
28,5	8	0	0	1	18	11	11	2	2	3	0	0	1	0	0	0	0	57
32,5	6	0	0	0	18	7	43	3	11	2	0	0	1	0	0	0	0	91
36,5	13	0	0	1	10	8	10	1	2	1	0	0	4	0	0	0	1	51
40,5	3	0	0	1	13	8	8	1	2	3	0	0	3	0	0	0	1	43
44,5	8	0	0	0	24	6	9	0	3	3	0	0	2	0	0	0	2	57
48,5	7	0	0	0	10	7	20	5	6	10	0	0	0	0	0	0	0	65
52,5	6	0	0	2	11	10	6	0	3	2	0	0	0	0	0	0	1	41
56,5	6	0	0	0	7	7	15	1	6	3	0	0	2	0	0	0	0	47
60,5	0	0	0	0	23	9	16	1	4	1	0	0	1	0	0	0	4	59
64,5	4	0	0	0	4	8	37	2	6	1	0	0	3	0	0	0	1	66
68,5	3	0	0	1	8	7	6	0	5	2	0	0	2	0	0	0	1	35
72,5	6	0	0	0	7	13	15	2	3	0	0	0	1	0	0	0	1	48
76,5	15	0	0	1	18	13	28	1	3	5	0	0	2	0	0	0	0	86
80,5	12	0	0	0	6	8	46	1	6	2	0	1	3	0	0	0	2	87
84,5	9	0	0	2	10	0	14	0	1	3	0	0	0	0	0	0	1	40
88,5	2	0	0	0	24	11	13	0	5	0	0	0	2	0	0	0	3	60
92,5	4	0	0	1	36	6	4	0	7	1	0	0	2	0	0	0	0	61
96,5	10	0	0	0	24	10	14	0	7	3	0	0	3	0	0	0	1	72
100,5	9	0	0	0	6	5	11	0	5	2	0	0	1	0	0	0	0	39
104,5	4	0	0	0	8	8	6	0	0	3	0	0	1	0	0	0	0	30
108,5	10	0	0	0	8	16	8	0	3	3	0	0	2	0	0	0	2	52
112,5	9	0	0	0	6	10	7	0	8	1	0	0	2	0	0	1	3	47
116,5	8	0	0	0	11	14	6	0	3	1	0	0	0	0	0	0	1	44
120,5	6	0	0	0	13	14	12	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	50
124,5	9	0	0	0	11	16	10	0	2	3	0	0	1	0	0	0	2	54
128,5	7	0	0	0	7	8	22	3	5	3	0	0	1	0	0	0	0	56
132,5	2	0	0	0	14	3	10	1	2	4	0	0	0	0	0	0	0	36
136,5	7	0	0	0	31	14	15	0	3	1	0	0	1	0	0	0	2	74
140,5	7	0	0	0	14	9	22	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	55
144,5	7	0	0	0	9	10	10	0	2	5	0	0	1	0	0	0	0	44
148,5	11	0	0	1	22	6	16	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	58
152,5	7	0	0	1	13	11	22	2	5	3	0	0	0	0	0	0	1	65
156,5	9	0	0	0	10	4	11	0	3	2	0	0	2	0	0	0	0	41
160,5	8	0	0	0	5	2	23	0	6	5	0	0	6	0	0	0	0	55
164,5	9	0	0	0	16	15	15	1	3	5	0	0	1	0	0	0	0	65
168,5	7	0	0	0	20	8	29	1	9	1	0	0	1	0	0	0	4	80
172,5	10	0	0	0	24	16	16	0	3	2	0	0	2	0	0	0	1	74
176,5	12	0	0	0	17	15	34	3	13	2	0	1	1	0	0	0	0	98
180,5	5	0	0	0	36	4	18	1	2	2	0	0	1	0	0	0	0	69
184,5	9	0	0	0	16	15	35	2	9	3	0	0	3	0	0	0	3	95
188,5	0	0	0	0	17	10	15	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	46
192,5	10	0	0	0	21	18	12	0	5	0	0	0	2	0	0	1	0	69
196,5	10	0	0	2	6	11	10	0	3	1	0	0	0	0	0	0	3	46
200,5	6	0	0	0	25	19	9	0	8	7	0	0	3	0	0	0	0	77
204,5	8	0	0	1	24	7	26	0	3	1	0	0	1	0	0	0	0	71
208,5	1	0	0	0	4	3	2	1	2	0	0	0	2	0	0	0	0	15
212,5	5	0	0	0	9	8	14	1	6	1	0	0	0	0	0	0	0	44
216,5	1	0	0	0	13	3	16	0	1	2	0	0	0	0	0	1	0	37
220,5	2	0	0	1	15	6	7	0	2	1	0	1	0	0	0	0	0	35
224,5	2	0	0	0	9	1	7	1	5	1	0	0	1	0	0	0	0	27
228,5	1	0	0	0	4	2	8	0	2	1	0	0	1	0	0	0	0	19
232,5	4	0	0	0	10	7	8	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	33
236,5	7	0	0	0	4	11	11	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	35
240,5	1	0	0	1	9	4	19	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	36
244,5	6	0	0	1	9	5	8	0	2	1	0	0	2	0	0	0	0	34
248,5	4	0	0	1	15	8	15	0	8	1	0	0	2	1	0	0	0	55
252,5	3	0	0	1	8	8	15	1	3	3	0	0	2	0	0	0	0	44
256,5	8	0	0	0	16	5	27	2	2	0	0	0	1	0	0	0	0	61

ANNEXE D

MATRICE DE CORRÉLATION DES ESPÈCES DE DINOKYSTES

	Resp.1	Resp.2	Resp.3	Resp.4	RespW	RespN2	CFit.1	CFit.2	CFit.3	CFit.4	VarR
IACU	-0.1608	0.0741	0.0396	0.1469	1.0000	2.9994	0.0258	0.0313	0.0329	0.0545	0.0213
IPAR	-0.0451	0.0785	-0.0838	0.0215	1.0000	2.9996	0.0020	0.0082	0.0152	0.0157	0.0211
NLAB	-0.0899	-0.0340	-0.0144	-0.0353	1.0000	3.5713	0.0081	0.0092	0.0094	0.0107	0.0459
OCEN	-0.8946	-0.1697	0.0890	-0.2592	1.0000	58.2537	0.8002	0.8290	0.8369	0.9041	2.5978
SELO	-0.1527	-0.6092	0.2765	0.5094	1.0000	54.0066	0.0233	0.3944	0.4708	0.7303	1.0995
SRAM	-0.9634	0.1369	0.0829	0.1609	1.0000	51.4314	0.9282	0.9470	0.9538	0.9797	4.9484
SSPP	-0.3894	-0.1623	0.1574	0.1043	1.0000	26.4931	0.1517	0.1780	0.2028	0.2137	0.5460
PDAL	0.9465	0.0689	0.0514	-0.0166	1.0000	64.8809	0.8959	0.9007	0.9033	0.9036	0.2374
IMIN	-0.3608	-0.5520	-0.0507	-0.2273	1.0000	60.6168	0.1302	0.4349	0.4374	0.4891	0.8643
IMIC	-0.5133	0.5230	-0.4325	-0.2500	1.0000	58.0300	0.2635	0.5370	0.7241	0.7866	1.4589
IBRE	-0.0897	0.0368	-0.7791	0.4930	1.0000	55.6185	0.0081	0.0094	0.6165	0.8595	1.1805
EKAR	-0.2345	0.0589	-0.1717	0.2020	1.0000	27.1474	0.0550	0.0584	0.0879	0.1287	0.3006
BSPP	-0.3139	-0.6868	-0.4919	-0.1902	1.0000	60.3386	0.0986	0.5702	0.8122	0.8484	1.4678
SQUA	0.0146	-0.2876	0.1853	-0.0957	1.0000	17.8081	0.0002	0.0829	0.1173	0.1264	0.2130
PAME	-0.0733	-0.3216	-0.1557	0.0485	1.0000	39.7540	0.0054	0.1088	0.1331	0.1354	0.7794
PARC	0.0210	-0.0428	-0.0573	0.1086	1.0000	26.1152	0.0004	0.0023	0.0056	0.0174	0.2181

BIBLIOGRAPHIE

- Adams, J.K. et Finkelstein, S.A., 2010. Watershed-scale reconstruction of middle and late Holocene paleoenvironmental changes on Melville Peninsula, Nunavut, Canada. *Quaternary Science Reviews* 29: 2302-2314.
- Allard, M. et Séguin, M.K., 1987. The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 24: 2206-2222.
- Anderson J.T. et Roff, J.C., 1980. Seston ecology of the surface water of Hudson Bay. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 37: 2242-2253.
- Andrews, J., Babb, D., McKernan, M., Horton, B. et Barber, D., 2016. Change in the Hudson Bay Complex: Opportunities and Vulnerabilities for the Port of Churchill's Marine Operations. *The Centre for Earth Observation Science (CEOS)*.
- Arrigo, K.R., Robinson, D.H., Worthen, D.L., Dunbar, R.B., DiTullio, G.R., VanWoert, M. et Lizotte, M.P., 1999. Phytoplankton community structure and the drawdown of nutrients and CO₂ in the Southern Ocean. *Science* 283: 365–367.
- Arrigo, K.R., van Dijken, G. et Pabi, S., 2008. Impact of a shrinking Arctic ice cover on marine primary production. *Geophys. Res. Lett.* 35, L19603.
- Asselin, H. et Payette, S., 2005. Detecting local-scale fire episodes on pollen slides. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 137: 31-40.
- Bajolle, L., Laroque-Tobler, I., Gandouin, E., Lavoie, M., Bergeron, Y. et Ali, A.A., 2018. Major postglacial summer temperature changes in the central coniferous boreal forest of Quebec (Canada) inferred using chironomid assemblages. *Journal of Quaternary Sciences*. ISSN 0267-8179.
- Bernier, M., Latapie, R., Poulin, J., Gignac, C., Thériault, D. et Gauthier, Y., 2015. Suivi des conditions de glaces de rives à proximité d'infrastructures maritimes au Nunavik dans un contexte de changements climatiques : Kuujjuarapik,

Umiujaq, Ivujivik, Baie Déception, Quaqtac et Aupaluk. Projet de recherche CC09.1, Institut national de la recherche scientifique Centre Eau Terre Environnement, Québec (Québec), 30 p.

- Barber, D.C., Dyke, A.S., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D. et Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400: 344-348.
- Blaauw, M. et Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6, 457-471.
- Bilodeau, G., De Vernal, A. et Hillaire-Marcel, C., 1990. Postglacial paleoceanography of Hudson Bay: stratigraphic, macrofaunal, and palynological evidence. *Revue Canadienne des sciences de la Terre* 27: 946-943
- Camill, P., Umbanhowar Jr, C.E., Geiss, C., Hobbs, W.O., Edlund, M.B., Shinneman, A.C., Dorale, J.A., Lynch, J., 2012. Holocene climate change and landscape development from a low-Arctic tundra lake in the western Hudson Bay region on Manitoba, Canada. *J Paleolimnol* 48: 175-192.
- Carcaillet, C. et Richard, P., 2000. Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada. *Climate Dynamics* 16: 549-559.
- Carmack, E.C., 2007. The alpha/beta ocean distinction: a perspective on freshwater fluxes, convection, nutrients, and productivity in high-latitude seas. *Deep Sea Res. II* 54: 2578-2598.
- Coulthard, R.D., Furze M.F.A., Pienkowski, A.J., Nixon, F.C. et England, J.H., 2010. New marine Delta R values for Arctic Canada. *Quaternary Geochronology* 5: 419-34
- Craig, B.G., 1969. Late glacial and postglacial history of the Hudson Bay region. Earth Science Symposium on Hudson Bay. *Geol. Surv. Can. Paper* 68-53: 63-77
- Dale, B., Dale, A.L., et Jansen, J.H.F., 2002. Dinoflagellate cysts as environmental indicators in surface sediments the Congo deep-sea fan and adjacent regions. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 185: 309-338

- Déry, S.J. et Wood, E.F., 2004. Teleconnection between the Arctic Oscillation and Hudson Bay River discharge. *Geophysical Research Letters* 31: 18205
- Déry, S.J., Stieglitz, M., McKenna, E.C., et Wood, E.F., 2005. Characteristics and trends of river discharge into Hudson, James, and Ungava Bays, 1964-2000. *J. Climate* 18: 2540-2557
- Déry, S.J., Mlynowski, A.A., Hernández-Henríquez, M.A. et Straneo, F., 2010. Interannual variability and interdecadal trends in Hudson Bay streamflow. *Journal of Marine Systems* 88: 341-351
- Despots, M. et S. Payette, 1992. Recent dynamics of jack pine at its northern distribution limit in the northern Quebec. *Canadian Journal of Botany* 70: 1157-1167.
- de Vernal, A. et Marret, F., 2007. Chapter Nine Organic-Walled Dinoflagellate Cysts: Tracers of Sea-Surface Conditions. *Developments in Marine Geology* 1: 371-408.
- de Vernal, A., Bilodeau, G., et Henry, M. 2010. Micropaleontological Preparation Techniques and Analyses. Cahier du Geotop n°3
- de Vernal, A., A. Rochon, J.-L. Turon, et J. Matthiessen, 1997. Organic-walled Dinoflagellate cysts: Palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. *Geobios* 30: 905 – 920.
- de Vernal, A., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Radi, T. et Solignac, S., 2013a. Reconstructing past sea ice cover of the Northern hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach. *Quaternary Science Reviews* 79: 122-134.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Solignac, S. et Bonnet, S., 2013b. Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas. *Quat. Sci. Rev.* 79: 111-121.

- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S. et Turon, J.-L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quat. Sci. Rev.* 24: 897-924.
- de Vernal, A., Radi, T., Zaragosi, S., Van Nieuwenhove, N., Rochon, A., Allan, E., De Schepper, S., Eynaud, F., Head, M.J., Limoges, A., Londeix, L. Marret, F., Matthiessen, J., Penaus, A., Pospelova, V., Price, A. et Richerol, T., 2020. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 data base. *Marine micropaleontology* 159: 101796.
- de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P.J., Rochon, A., Boessenkool, K., Eynaud, F., Grøsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M.J., KunzPirring, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L. et Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic, and sub-Arctic seas: the new "n = 677" database and application for quantitative paleoceanographical reconstruction. *J. Quat. Sci.* 16: 681-699.
- Dohler, G.C., 1968. Tides and currents, pp. 824-837. In C.S. Beals and D.A. Shenstone (ed) Science, history and Hudson Bay, Vol. 2. Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.
- Drinkwater, K.F., 1988. On the mean and tidal currents in Hudson Strait. *Atmosphere-Ocean* 26: 252-266.
- Edwards, T.W.D., Wolfe, B.B. et MacDonald, G.M., 1996. Influence of changing atmospheric circulation on precipitation d18O-temperature relations in Canada during the Holocene. *Quaternary Research* 46: 211-218
- Environnement et Changement climatique Canada (2021) *Indicateurs canadiens de durabilité de l'environnement : glace de mer au Canada*. Consulté le 9 septembre 2020.
<https://www.canada.ca/content/dam/eccc/documents/pdf/cesindicators/sece/2019/Sea%20ice-FR.pdf>

- Fallu, M.A., Pienitz, R., Walker, I.R. et Lavoie, M., 2005. Paleolimnology of a shrub-Tundra lake and response of aquatic and terrestrial indicators to climatic change in arctic Québec, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 215: 183– 203
- Farrand, W.R., 1962. Postglacial uplift in North America. *American Journal of Science* 260: 181-199
- Ferland, J., Gosselin, M. et Starr, M., 2011. Environmental control of summer primary production in Hudson Bay system: The role of stratification. *Journal of Marine Systems* 88: 385-400
- Filion, L., 1984. A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec. *Nature* 309: 543-546
- Filion, L., Saint-Laurent, D., Despons, M. et Payette, S., 1991. The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Quebec, Canada. *The Holocene* 1(3) :201-208.
- Gajewski, K., 1991. Représentation pollinique actuelle à la limite des arbres du Nouveau-Québec. Centre d'études nordiques, Université Laval, Sainte-Foy (Québec), Canada. *Can. J. Earth Sci.* 28: 643-648
- Gajewski, K., 2019. Environmental history of the northern Quebec treeline. *Quaternary Science Reviews* 206 : 29-43.
- Gajewski, K., et S. Garralla, 1992. Holocene vegetation histories from three sites in the tundra of northwestern Quebec, Canada. *Arctic and Alpine Research* 24: 329-336.
- Gajewski, K., Payette, S. et Ritchie, J.C., 1993. Holocene vegetation history at the boreal-forest - shrub-tundra transition in north-western Québec. *Journal of Ecology* 81: 433-443.
- Gajewski, K., Grenier, A. et Payette, S., 2021. Climate, fire and vegetation history at treeline east of Hudson Bay, northern Quebec. *Quaternary Science Reviews* 254: 106794

- Girard, T. M., 2009. Morphostratigraphie et évolution géomorphologique holocène du secteur sud du détroit de Nastapoka, est de la baie d'Hudson. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec (Québec), 79 p.
- Godin, G., 1974. The tide in eastern and western James Bay. *Arctic* 24: 104-110
- Guiot, J., 2011. Transfer functions. IOP Conf. Series: *Earth and Environmental Science* 14: 012008
- Guiot, J. et de Vernal, A., 2007. Transfer functions: Methods for quantitative paleoceanography based on microfossils. In: Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., (Eds.), *Developments in Marine Geology* vol. 1 – Proxies in late Cenozoic paleoceanography, pp. 523-563
- Guiot, J. et de Vernal, A., 2011. Is spatial correlation introducing biases in the apparent accuracy of paleoclimatic reconstructions? *Quaternary Science Reviews* 30: 1965-1972
- Haberzettl, T., St-Onge, G. et Lajeunesse, P., 2010. Multi-proxy records of environmental changes in Hudson Bay and Strait since the final outburst flood of Lake Agassiz-Ojibway. *Marine Geology*, Volume 271, Issues 1–2, pp. 93-105.
- Hamel, D., de Vernal, A., Gosselin, M., et Hillaire-Marcel, C., 2002. Organic-walled microfossils and geochemical tracers: sedimentary indicators of productivity changes in the North Water and northern Baffin Bay during the last centuries, Deep Sea Research Part II: *Topical Studies in Oceanography*, Volume 49, Issues 22–23, pp. 5277-5295
- Hardy, L., 1977. La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4): 261–273.
- Hardy, L., 1982. *La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique*. *Géographie physique et Quaternaire*, 36(1-2): 51– 61.
- Harrison, S.P., 1989. Lake levels and climatic change in eastern North America. *Climate Dynamics* 3: 157-167

- Harvey, M., Starr, M., Therriault, J.-C., Saucier, F. et Gosselin, M., 2006. MERICA-Nord Program: Monitoring and Research in the Hudson Bay Complex. Bulletin PZMA No 5. Pêches et Océans Canada Sciences p. 27-32
- Heikkilä, M., Pospelova, V., Forest, A., Stern, G.A., Fortier, L. et MacDonald, R.W., 2016. Dinoflagellate cyst production over an annual cycle in seasonally ice-covered Hudson Bay. *Marine Micropaleontology* 125: 1-24
- Heikkilä, M., Pospelova, V., Hochheim, K.P., Kuzyk, Z.Z.A., Stern, G.A., Barber, D.G., et Macdonald, R.W., 2014. Surface sediment dinoflagellate cysts from the Hudson Bay system and their relation to freshwater and nutrient cycling. *Marine Micropaleontology* 106: 79–109
- Hillaire-Marcel, C., 1976. La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie du Québec*, 20(50): 185-220.
- Hillaire-Marcel, C., de Boutray, B. et Cailleux, A., 1975. Les concrétions calcaires dans les argiles quaternaires lacustres et marines du Québec. Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale ; colloques de Strasbourg, Fr., Université Louis Pasteur, p. 23-29.
- Hochheim, K.P., et Barber, D.G., 2014. An update on the ice climatology of the Hudson Bay system. *Arct Antarct Alp Res* 46(1): 66–83
- Hugues, O.L., 1955. Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls. Map areas, Cochrane district, Ont. Thèse de doctorat, non publiée. Université du Kansas, 190 p.
- Hugues, O.L., 1965. Surficial geology of part of the Cochrane district, Ontario, Canada. *International Studies on the Quaternary, Geol. Soc. Am.* Special paper 84: 535-565
- Holmes, R.M., McClelland, J.W., Peterson, B.J., Tank, S.E., Bulygina, E., Eglinton, T.I., Gordeev, V.V., Gurtovaya, T.Y., Raymond, P.A., Repeta, D.J., Staples, R., Striegl, R.G., Zhulidov, A.V. et Zimov, S.A., 2012. Seasonal and Annual Fluxes of Nutrients and Organic Matter 3 from Large Rivers to the Arctic Ocean and Surrounding Seas. *Estuaries and Coasts* 35: 369-382

- Hülse, P., et Bentley, S.J., 2012. A ^{210}Pb sediment budget and granulometric record of sediment fluxes in a subarctic deltaic system: the Great Whale River, Canada. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 109: 41–52
- Jenner, K.A., et Piper, J.W., 2002. Grande Rivière de la Baleine, Hudson Bay, Québec 1000 years of sedimentation. Geological Survey of Canada, Current Research, No. 2002-E10. 8 p. doi:10.4095/213691.
- Jolivel, M., Allard, M. et St-Onge, G., 2015. Climate change and recent sedimentation in Nastapoka Sound, eastern coast of Hudson Bay. *Canadian Journal of Earth Sciences* 52(5): 322-337
- Jones E.P et Anderson L.G., 1994. Northern Hudson Bay and Foxe basin: Water masses, circulation, and productivity. *Atmosphere-Ocean* 32(2): 361-374,
- Kaufman, D., McKay, N., Routson, C., Erb, M., Dätwyler, C., Sommer, P.S., Heiri, O. et Davis, B., 2020. Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach. *Scientific Data* 7(1): 1-13
- Kremp, A., 2013. Diversity of dinoflagellate life cycles: facets and implication of complex strategies. Diversity of dinoflagellate life cycles: facets and implications of complex strategies. *Biological and geological perspectives of dinoflagellates* 5: 197-205
- Kuzyk, Z.Z.A., Goñi, M.A., Stern, G.A., et Macdonald, R.W., 2008. Sources, pathways and sinks of particulate organic matter in Hudson Bay: evidence from lignin distributions. *Marine Chemistry* 112: 215–229
- Lajeunesse, P. et Allard, M., 2002. Sedimentology of an ice-contact glaciomarine fan complex, Nastapoka Hills, eastern Hudson Bay, northern Québec. *Sedimentary Geology* 152: 201-220
- Lajeunesse, P. et Allard, M., 2003a. The Nastapoka drift belt, eastern Hudson Bay: Implications for a stillstand of the Québec-Labrador ice margin in the Tyrrell Sea at 8 ka BP. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40: 65-76
- Lajeunesse, P. et Allard, M., 2003b. Late Quaternary Deglaciation, Glaciomarine Sedimentation and Glacioisostatic Recovery in the Rivière Nastapoka Area, Eastern Hudson Bay, Northern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 57(1) : 65–83

- Lajeunesse, P. et St-Onge, G., 2008. The subglacial origin of the Lake Agassiz–Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience* 1(3): 184-188
- Laird, K.B., Fritz, S.C., Grimm, E.C. et Mueller, P.G., 1996. Century-scale paleoclimatic reconstruction from Moon Lake, a closed-basin lake in the northern Great Plains. *Limnology and Oceanography* 41(5) : 890-902
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. et Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astronomy & Astrophysics* 428: 261-285
- Lavoie, C. et Arseneault, D., 2001. *Late Holocene Climate of the James Bay Area, Quebec, Canada, Reconstructed Using Fossil Beetles. Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33: 13-18
- Lavoie, L. et L. Sirois, 1998. Vegetation changes caused by recent fires in the northern boreal forest of eastern Canada. *Journal of Vegetation Science* 9: 483-492
- Lavroushin, S., 1972. Coupe dans les dépôts meubles de la Grande-Rivière de la Baleine. Notes manuscrites, archives du Centre d'Études nordiques de l'Université Laval, Québec
- Low, A.P., 1887. Report on exploration in James Bay and country east of Hudson Bay. *Geol. Nat hist. Geogr. Bull.* 17: 23-56
- Mann, K.H. et Lazier, J.R.N., 1996. Dynamics of Marine Ecosystems: Biological–Physical Interactions in the Oceans. *Blackwell Scientific Publications*, Boston
- Marret, F. et Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. *Review of Paleobotany and Palynology* 125(1-2): 1-200
- Marsh, J. H. Baie d'Hudson, 2019. *L'Encyclopédie Canadienne*.
<https://www.thecanadianencyclopedia.ca/fr/article/baie-dhudson>. Consulté le : 15 avril 2020
- Matthews, J., 1969. The assessment of a method for the determination of absolute pollen frequencies. *New Phytologist* 68: 161-166

- Maxwell, J.B., 1986. A climate overview of the Canadian inland seas. In *Elsevier oceanography series* 44: 79-100
- McNeely, R., Dyke, A.S. et Southon, J.R., 2006. Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment. Open File 5049, pp.3 Geological Survey Canada.
- McAndrews, J.H., Berti, A.A. et Norris, G., 1973. Key to the Quaternary Pollen and Spores of the Great Lakes Region. *Royal Ontario Museum life sciences miscellaneous publication*, 61 p.
- Meier, W, Fetterer, F., Savoie, M., Mallory, S., Duerr, R. et J. Stroeve, 2013. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2 *National Snow and Ice Data Center*, Boulder, Colorado, USA (2013)
- Mertens, K.N., Verhoeven, K., Verleye, T., Louwye, S., Amorim, A., Ribeiro, S., Deaf, A.S., Harding, I.C., De Schepper, S., Kodrans-Nsiah, M., de Vernal, A., Henry, M., Radi, T., Dybkjaer, K., Poulsen, N.E., Feist-Burkhardt, S., Chitolie, J., González Arango, C.M., Heilmann-Clausen, C., Londeix, L., Turon, J.-J., Marret, F., Matthiessen, J., McCarthy, F.M.G., Prasad, V., Pospelova, V., Kyffin Hughes, J.E., Riding, J.B., Rochon, A., Sangiorgi, F., Welters, N., Sinclair, N., Thun, C., Soliman, A., Van Nieuwenhove, N., Vink, A. et Young, M., 2009. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: the Lycopodium marker-grain method put to the test. *Review of Palaeobotany and Palynology* 157: 238–252.
- Miller, G.H., Wolfe, A.P., Briner, J.P., Sauer P.E. et Nesje, A., 2005. Holocene glaciation and climate evolution of Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews* 24: 1703–1721
- Ministère des Ressources Naturelles Québec, 2001. Les tourbières du Québec: nature et répartition, 10 p.
- World Ocean Atlas, 2018. National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO.
<https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2018/>

- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow et S.I., 1995. Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science* 270: 1962-1964
- O'Reilly, B.C., Finkelstein S.A., et Bunbury, J., 2014. Pollen Derived Paleovegetation Reconstruction and Long-Term Carbon Accumulation at a Fen Site in the Attawapiskat River Watershed, Hudson Bay Lowlands, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 46: 6-18
- PAGES 2k Consortium, 2013. Continental-scale temperature variability during the Past two millennia. *Nature Geoscience* 6: 339-346.
- Payette, S., 1992. Fire as a controlling process in the North American boreal Forest. *A Systems Analysis of the Global Boreal Forest* 144-169
- Payette, S., 1983. The forest tundra and present tree-lines of the northern Québec-Labrador-peninsula. *Nordicana* 47: 3-23
- Payette, S., et Gagnon, R., 1985. Late Holocene deforestation and tree regeneration in the forest-tundra of Quebec. *Nature* 313: 570-572
- Payette, S. et Gauthier, B., 1972. Les structures de végétation : interprétation géographique et écologique, classification et application. *Naturaliste can.* 99: 1-26
- Payette, S. et Filion, L., 1985. White spruce expansion at the treeline and recent climate history. *Canadian Journal of Forest Research* 15: 241-251
- Payette, S. et Lavoie, C., 1994. The arctic tree line as a record of past and recent climatic change. *Environmental Reviews* 2: 78-90
- Payette, S., et Rochefort, L., 2001. Écologie des tourbières du Québec, Labrador. *Les Presses de l'Université Laval* 621 p.
- Pospelova, V., de Vernal, A., et Pedersen, T.F., 2008. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from northeastern Pacific Ocean (43-25°N) in relation to sea-surface temperature, salinity, productivity and coastal upwelling. *Marine micropaleontology* 68(1-2) : 21-48

- Pratte, S., Garneau, M. et De Vleeschouwer, F., 2017. Late-Holocene atmospheric dust deposition in eastern Canada (St. Lawrence North Shore). *The Holocene* 27: 12-25
- Prinsenber, S.J., 1984. Freshwater contents and heat budgets of James Bay and Hudson Bay. *Continental Shelf Research* 3(2) : 191-200
- Prinsenber, S.J. 1986. The circulation pattern and current structure of Hudson Bay. *Elsevier Oceanography Series* 44:187-204
- Prinsenber, S.J., 1988. Ice-cover and ice-ridge contributions to the freshwater contents of Hudson Bay and Fox Basin. *Arctic* 41: 6-11
- Prinsenber, S.J. et Freeman, N.G., 1986. Tidal heights and currents in Hudson Bay and James Bay. In *Elsevier oceanography series* 44: 205-216 Elsevier
- Radi, T., et de Vernal, A., 2008. *Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere. Marine Micropaleontology*, 68(1-2) : 84-114
- Radi, T., Bonnet, S., Cormier, M. A., de Vernal, A., Durantou, L., Faubert, É., ... et Van Nieuwenhove, N., 2013. Operational taxonomy and (paleo-) autecology of round, brown, spiny dinoflagellate cysts from the Quaternary of high northern latitudes. *Marine Micropaleontology* 98: 41-57.
- Richard, P., 1979. Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 33(1): 93-112
- Richerol, T., Fréchette, B., Rochon, A. et Pienitz, R., 2015. Holocene climate history of the Nunatsiavut (northern Labrador, Canada) established from pollen and dinoflagellate cyst assemblages covering the past 7000 years. *The Holocene* 26: 44-60
- Ritchie, J.C. et Harrison, S.P., 1993. *Vegetation, lake levels, and climate in western Canada during the Holocene*. In: Wright, H.E., Kutzback, J.E, Webb, T. III, Ruddiman, W. F., Street-Perrott, F. A., and Bartlein, P. J., editors, *Global Climates since the Last Glacial Maximum, University of Minnesota Press* p. 401-414

- Rochon, A., et de Vernal, A., 1994. Palynomorph distribution in Recent sediments from the Labrador Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31: 115-127
- Rochon, A., De Vernal, A., Turon, J. L., Matthiessen, J., et Head, M. J., 1999. Distribution of dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent basins and quantitative reconstruction of sea-surface parameters. *Review of Palaeobotany and Palynology* 128: 35-53
- Roy, M., Dell'Oste, F., de Vernal, A., Hélie, J.-F. et Parent, M., 2011. Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Sciences Reviews* 30: 682-692
- Saucier, F. J., Senneville, S., Prinsenberg S. Roy, F., Smith, G., Gachon, P., Caya, D. et Laprise, R., 2004. Modelling the sea ice-ocean seasonal cycle in Hudson Bay, Foxe Basin and Hudson Strait, Canada. *Climate Dynamics* 23: 303–326
- Serreze, M.C. et Barry, R.G., 2011. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary change* 77(1-2): 85-96
- Shilts, W.W., 1986. Glaciation of Hudson Bay region. In *Elsevier Oceanography Series* 44: 55-78 Elsevier
- Smetacek, V. et Nicol, S., 2005. Polar ocean ecosystems in a changing world. *Nature* 437: 362-368
- Smith, T.M., Shugart, H.H., Bonan, G.B., et Smith, J.B., 1992. Modeling the potential response of vegetation to global climate change. *Advances in Ecological Research* 22: 93-116
- Stadnyk, T.A., et al. 2020. Hydrological modeling of freshwater discharge into Hudson Bay using HYPE. *Elementa: Science of the Anthropocene* 8
- Stewart, D.B., et Lockhart, W.L., 2004. Summary of the Hudson Bay Marine Ecosystem Overview. Prepared by Arctic Biological Consultants, Winnipeg, for Canada Department of Fisheries and Oceans, Winnipeg, MB. Draft vi + 66 p.
- Stewart, D.B., et Lockhart, W.L., 2005. An overview of the Hudson Bay marine ecosystem. Canada Department of Fisheries and Oceans . 2586 : vi + 487 p

- Stewart, D.B., et Barber, D., 2010. The Ocean-Sea Ice-Atmosphere System of the Hudson Bay Complex. In *A little less Arctic* (pp. 1-38). Springer, Dordrecht.
- Stokes, Ch.R., 2017. Deglaciation of the Laurentide Ice Sheet from the Last Glacial Maximum. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 43(2): 377-428
- Tarasov, L. et Peltier, W.R., 2004. A geophysically constrained large ensemble analysis of the deglacial history of the North American ice-sheet complex. *Quaternary Science Reviews* 23(3-4): 359-388
- Ter Braak, C.J.F. et Smilauer, P., 1998. Canoco Reference Manuel and User's Guide to Canoco for Windows, Software for Canonical Community Ordination, (version 5.1). Center of Biometry, Wageningen. 351 pp.
- Vallina, S.M., Follows, M.J., Dutkiewicz, S., Montoya, J.M., Cermeno, P., et Loreau, M., 2014. Global relationship between phytoplankton diversity and productivity in the ocean. *Nature communications* 5(1): 1-10
- Van Nieuwenhove, N., Head, M.J., Limoges, A., Pospelova, V., Mertens, K.N., Matthiessen, J., De Schepper, S., de Vernal, A., Eynaud, F., Londeix, L., Marret, F., Penaud, A., Radi, T. et Rochon, A., 2020. An overview and brief description of common marine organic-walled dinoflagellate cyst taxa occurring in surface sediments of the Northern Hemisphere. *Marine Micropaleontology* 159: 101814
- Viau, A.E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D.E., Sawada, M.C., 2002. Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr. *Geology* 30: 455-458
- Voronina, E., Polyak, L., Vernal, A.D. et Peyron, O., 2001. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 16(7): 717-726
- Walsh, J.E., Chapman, W.L., Fetterer, F., 2015. Updated 2016. Gridded Monthly Sea Ice Extend and Concentration, 1850 Onward, Version 1. NSIDC: National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA.
<http://doi.org/10.7265/N5833PZ5>.

- Witman, J. D., Cusson, M., Archambault, P., Pershing, A. J. et Mieszkowska, N., 2008. The relation between productivity and species diversity in temperate-Arctic marine ecosystems. *Ecology* 89(11): S66-S80
- Yu, Z., 1995. Mid-Holocene dry period in southern Ontario ? : response of lake hydrology and upland pollen to climate change. In: Climate, landscape and vegetation change in the Canadian Prairie Provinces Conf. Canadian, 410 p.
- Yu, Z., et McAndrews, J. H., 1994. Holocene water levels at Rice Lake, Ontario, Canada: Sediment, pollen, and plant-macrofossil evidence. *The Holocene* 4: 141-152
- Yu Z, McAndrews J.H. et Eicher, U., 1997. Middle Holocene dry climate caused by change in atmospheric circulation patterns: evidence from lake levels and stable isotopes. *Geology* 25: 251-254
- Zevenhuizen, J. et Josenhans, H., 1990. Geological Survey of Canada, Open File 2215, <https://doi.org/10.4095/128157>