



**HAL**  
open science

# Enregistrement des fluctuations climatiques au Paléogène aux hautes latitudes en Arctique

Marie Salpin

► **To cite this version:**

Marie Salpin. Enregistrement des fluctuations climatiques au Paléogène aux hautes latitudes en Arctique. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2017. Français. NNT : 2017PA066125 . tel-01630772

**HAL Id: tel-01630772**

**<https://theses.hal.science/tel-01630772>**

Submitted on 8 Nov 2017

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



# Université Pierre et Marie Curie

Ecole doctorale 398 Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

*Institut des Sciences de la Terre de Paris*

## **Enregistrement des fluctuations climatiques au Paléogène aux hautes latitudes en Arctique.**

Par Marie SALPIN

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre

Dirigée par Johann SCHNYDER et François BAUDIN

Présentée et soutenue publiquement en Mars 2017

Devant un jury composé de :

M. Nicolas TRIBOVILLARD	Rapporteur
M. Jean-François DECONINCK	Rapporteur
Mme. Cécile ROBIN	Examineur
M. Johan YANS	Examineur
M. Loïc LABROUSSE	Examineur
M. Johann SCHNYDER	Directeur de thèse
M. François BAUDIN	Directeur de thèse
M. Guillaume SUAN	Invité



## REMERCIEMENTS

En premier lieu, je tiens à remercier mes directeurs de thèses, François Baudin et Johann Schnyder, pour m'avoir permis de réaliser cette thèse, pour leur précieux enseignement, leur disponibilité et leur bienveillance.

Je souhaite également exprimer mes remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à faire avancer mes travaux :

Nicolas Tribovillard, Jean-François Deconinck, Cécile Robin, Johan Yans et Loïc Labrousse, pour avoir accepté de juger mes travaux en participant à mon jury de thèse.

Jean-François Deconinck pour les discussions constructives lors de mon mi-parcours.

Guillaume Suan qui m'a guidé pour les analyses isotopiques et qui a géré les divers problèmes analytiques qui sont survenus.

Speranta Popescu et Jean-Pierre Suc pour les toutes les analyses palynologiques et nannofossiles qu'ils ont réalisés. Merci pour votre hospitalité lors de nos rencontres à Lyon.

Florence Savignac et Sylvain Garel, pour leur aide lors des analyses de palynofaciès.

Chloé Le Gouche pour le marathon qu'on a couru en tandem. Tu dois être la personne avec laquelle j'ai passé le plus de temps au téléphone cette dernière année ! Promis, je change de téléphone.

Chloé, Cécile, Speranta et Johann pour les missions en carothèque au Geological Survey de Calgary.

Richard Fontaine de la carothèque de Calgary pour son efficacité et son assistance, tout le matériel dont nous avons eu besoins, dont mon escarbot pour les photographies.

Séverine Fauquette pour sa collaboration au papier.

Jérémie Bardin et Simon, son cousin, pour leur assistance sur le logiciel R.

Julien Danzelle et Laurent Riquier pour avoir répondu à mes questions concernant les éléments traces.

Les membres des équipes de l'ISTeP que j'ai pu côtoyer pendant ces trois ans, pour leurs aides, leurs conseils et leur convivialité.

Mes co-bureau Quentin et Benjamin (les meilleurs co-bureau du monde), aux thésards et postdoc du 5<sup>ème</sup> étage, Gaby, à Fabrice et Michaël.

Maé pour nos longues discussions et son soutien moral.

Ma Lulu pour être toujours là, même si je ne donne pas beaucoup de nouvelles et pour la pause crétoise qui m'a reboosté le moral.

Au crew de CSH de m'avoir accueilli.

Tomate pour sa bonne humeur et sa bière maison. Reviens vite du Canada !

Enfin je remercie ma famille et mes proches, pour m'avoir supporté ces trois années (et les 24 précédentes), dans tous les sens du terme.



# Sommaire

INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE 1 6 CONTEXTE DE L'ETUDE.....	7
Introduction .....	8
.1 Les climats du Paléogène.....	8
.1.1 Evènements globaux.....	8
.1.2 Les hyperthermaux du Paléogène .....	10
.1.3 Paléogéographie générale au Paléocène et Eocène .....	15
.2 Contexte géologique du Bassin Arctique .....	16
.2.1 Le Bassin Amérasien.....	17
.2.2 Le Bassin Eurasien .....	27
CHAPITRE 2 6 PRESENTATION DES SITES ETUDIES .....	29
Introduction .....	30
.1 Les coupes de Caribou Hills et Coal Mine .....	30
.1.1 Caribou Hills.....	31
.1.2 Coal Mine .....	37
.2 Les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie.....	39
.2.1 Description générale.....	39
.2.2 Modèle de dépôt.....	41
.3 Le forage centre Arctique IODP 302 ACEX .....	49
.3.1 Campagne de forage IODP-302 ACEX .....	50
.3.2 Description du forage IODP-302 ACEX.....	50
.3.3 Les études menées sur le forage IODP-302 ACEX .....	52
CHAPITRE 3 6 APPROCHE ANALYTIQUES ET METHODOLOGIE.....	55
Introduction .....	56
.1 La matière organique .....	56
.1.1 Généralités sur la matière organique .....	56
.1.2 Méthodes d'étude de la matière organique .....	67
.2 La minéralogie .....	80
.2.1 Généralités sur la minéralogie de la fraction argileuse .....	80
.2.2 Méthodes d'analyses de la minéralogie.....	85
.3 Eléments majeurs et traces.....	88
.3.1 Apport des éléments traces et majeurs .....	88
.3.2 Méthode d'analyse .....	91
Conclusion.....	91

CHAPITRE 4 6 PLAINE DELTAIQUE : COUPES DE CARIBOU HILLS ET DE COAL MINE .....	93
Introduction .....	94
.1    Caribou Hills .....	94
Evidence for subtropical warmth in Canadian Arctic (Beaufort-Mackenzie, NW Territories, Canada) during the early Eocene	
.2    Coal Mine .....	126
.2.1    Résultats.....	126
.2.2    Interprétation.....	134
.2.3    Conclusion .....	137
Conclusion générale.....	137
 CHAPITRE 5 6 FORAGES DE LA MER DE BEAUFORT-MACKENZIE .....	139
Introduction .....	140
.1    Calage des forages.....	140
.1.1    Biostratigraphie dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie .....	140
.1.2    Stratigraphie séquentielle des puits du Bassin de Beaufort-Mackenzie .....	141
.1.3    Nouvelles datations .....	142
.2    Résultats acquis sur les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie .....	144
.2.1    Forage Reindeer D-27 .....	144
.2.2    Forage Titalik K-26.....	160
.2.3    Forage Toapolok O-54 .....	163
.2.4    Forage Taglu G-33 .....	168
.2.5    Forage Amerk 0-09 .....	174
.2.6    Forage Adlartok P-09 .....	188
.3    Discussion .....	201
.3.1    Datations .....	201
.3.2    Reconstitutions paléoenvironnementales .....	204
.3.3    Influence de la tectonique sur le système deltaïque .....	211
.3.4    Reconstitution paléoclimatique.....	213
Conclusion.....	218

CHAPITRE 6 6 DISCUSSION GENERALE .....	221
Introduction .....	222
.1 Les îles de Nouvelle Sibérie .....	222
.1.1 Localisation des coupes .....	222
.1.2 Age des coupes.....	223
.1.3 Reconstitution des environnements de dépôts.....	223
.1.4 Reconstitutions paléoclimatiques.....	226
.2 Le forage IODP 302 ACEX.....	226
.2.1 Sédimentation dans le centre du Bassin Arctique .....	227
.2.2 Conditions de paléooxygénation.....	229
.2.3 Enregistrement paléoclimatique.....	230
.3 Fluctuations paléoclimatiques dans l'ensemble du Bassin Arctique .....	231
.3.1 Reconstitutions globales des paléoclimats en Arctique.....	231
.3.2 Les évènements paléoclimatiques brefs .....	234
.3.3 Dégradation du climat au Cénozoïque .....	237
.4 Apports de l'étude de l'Arctique sur les connaissances du paléoclimat mondial ...	241
.4.1 Un climat chaud et humide en Arctique .....	241
.4.2 Premières observations de mangrove dans le Bassin Arctique.....	241
.4.3 Impact du climat et de la paléogéographie de l'Arctique sur l'évolution du climat mondial au Cénozoïque .....	243
.4.4 Une grande variabilité spatiale et temporelle des réponses aux évènements hyperthermiques .....	246
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES .....	249
Conclusion.....	250
Perspectives .....	253
BIBLIOGRAPHIE .....	255
ANNEXES .....	273



# **INTRODUCTION GENERALE**

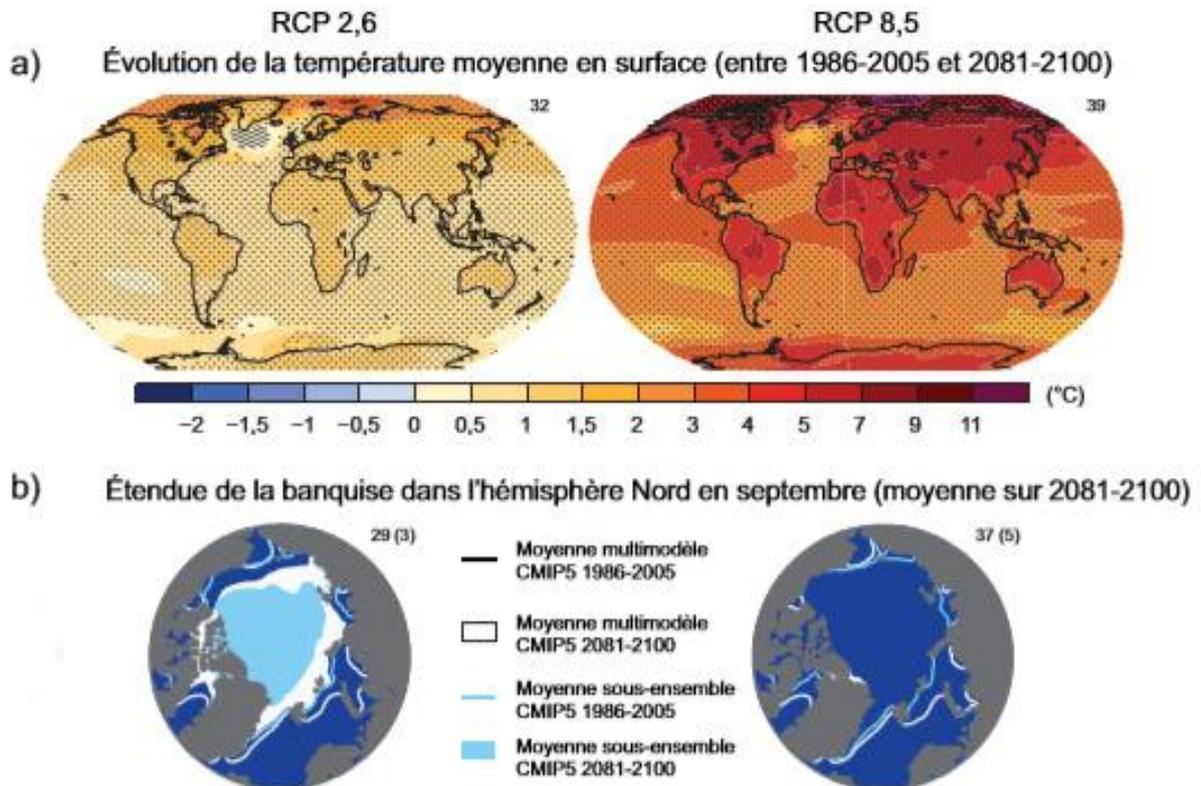
## Problématique

En 2015, la Conférence des Parties de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (COP21/CMP11) était présidée par la France. Cette échéance était cruciale, puisqu'elle devait aboutir à un nouvel accord international sur le climat, applicable à tous les pays. La COP21/CMP11 a abouti à la signature, le 12 décembre 2015, d'un accord universel par 195 pays dont l'objectif est de maintenir le réchauffement mondial en deçà de 2 °C afin de répondre aux alertes données par le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), concernant la responsabilité humaine dans le changement climatique et la nécessité d'agir. D'après les estimations du 5<sup>ème</sup> rapport du GIEC, la température moyenne mondiale pour la période 2081-2100 sera probablement supérieure de plus de 2 °C par rapport à la période 1850-1900 et, selon les modèles, augmentera de 0,3 °C à 4,8 °C par rapport à la période 1986-2005 (Fig. 1.1 ; Stocker et al., 2013).

Il est probable que l'Océan Arctique sera presque libre de glace pendant les mois de septembre (étendue des glaces de mer inférieure à  $10^6$  km<sup>2</sup> pendant au moins cinq années consécutives, contre  $6,5 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> pour la période 1981-2010), avant le milieu du XXI<sup>e</sup> siècle, d'après une évaluation d'un ensemble de modèles qui reproduisent l'état moyen du climat et l'évolution de la surface de la banquise arctique de 1979 à 2012 (Fig. 1.1). Il est très probable que l'étendue et l'épaisseur de la banquise arctique continueront à diminuer et que la couverture neigeuse et le pergélisol à proximité de la surface pendant la saison du printemps diminueront aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord à mesure que la température moyenne à la surface du globe s'élèvera. Il existe peu d'éléments, dans les modèles actuels du climat global, sur le seuil critique au-delà duquel l'Océan Arctique passera d'un état où il est constamment couvert de glace à un état où il est libre de glace pendant certaines saisons, état au-delà duquel un nouveau recul de la glace de mer sera inexorable et irréversible (Stocker et al., 2013).

Par ailleurs, l'impact sur les écosystèmes terrestres d'un tel réchauffement est actuellement mal évalué. Or, afin de proposer des scénarios d'atténuation des effets du réchauffement climatique actuel, le GIEC a besoin des données les plus précises possibles. L'étude des changements climatiques passés peut nous apporter des éléments afin de conduire des estimations plus précises de la réponse des écosystèmes à un réchauffement d'envergure.

Dans cette perspective, l'étude de la réponse du domaine arctique aux changements climatiques à des périodes chaudes où celui-ci était dépourvu de glace semble une nécessité pour comprendre l'évolution future du Bassin Arctique et son impact sur le climat mondial. Pour le moment, les modèles climatiques ne sont pas capables de modéliser des températures chaudes aux hautes latitudes tout en conservant des températures proches des températures actuelles aux tropiques, comme ce fut le cas au cours du Paléocène et de l'Éocène (Sloan, 1992 ; Bijl et al., 2009). Dans la perspective d'un changement climatique global, il est nécessaire de mieux contraindre les conditions facilitant des événements extrêmes et d'améliorer les simulations des mécanismes de changement climatique.



**Figure 1.1.** Cartes des moyennes multimodèles CMIP5 pour deux scénarios RCP2,6 et RCP8,5 sur la période 2081-2100 pour : a) l'évolution de la température moyenne annuelle en surface, b) l'étendue de la banquise dans l'hémisphère Nord en septembre. L'Arctique se réchauffera plus rapidement que l'ensemble du globe et le réchauffement moyen sera plus important à la surface des continents qu'à la surface des océans. (Modifié d'après Stocker et al., 2013).

L'Océan Arctique moderne, occupe environ 2,6 % de la surface du globe, 1 % du volume de l'océan global et s'étend sur une surface de 14 090 000 km<sup>2</sup>. Sa dynamique est caractérisée aujourd'hui par un système de gyres internes et de passages étroits isolant en partie de la circulation océanique globale. Ces courants océaniques provoqués par la force de Coriolis s'organisent principalement en deux zones, le gyre anticyclonique de Beaufort dans le Bassin Amériasien et la dérive transpolaire dans le Bassin Eurasien (Krylov et al., 2008). Sa réaction aux changements climatiques globaux est d'autant plus difficile à comprendre que le bassin a sa dynamique propre gouvernée par des processus physico-chimiques spécifiques du climat boréal. L'alimentation du bassin est en effet dominée par des apports d'eau douce des grands fleuves drainants les cratons bordiers (Mackenzie, Yenisei, Lena entre autres) et apportant notamment des quantités importantes de matière organique dans le bassin (Rontani et al., 2014). Le comportement et l'influence de l'Océan Arctique au cours du Cénozoïque et de ses fluctuations climatiques restent encore peu connus. Le premier forage ayant permis d'étudier l'ensemble du Cénozoïque, avec cependant des lacunes de récupération, dans le Bassin Arctique est le forage IODP 302 ACEX en 2004 (Backman et al., 2005).

## Objectif de cette recherche doctorale

Le principal objectif de cette recherche doctorale est de déterminer la réponse du Bassin Arctique aux fortes variations de températures, pluviométrie et pression de CO<sub>2</sub> connues sur le reste du globe pendant le Paléogène et plus particulièrement lors des différents hyperthermaux. En effet le Paléogène a été largement étudié aux moyennes et basses latitudes alors que très peu d'études existent sur les hautes latitudes. Ceci est principalement dû aux conditions difficiles d'accès aux affleurements en raison du climat.

Pour ce faire un premier sous objectif a été de comprendre l'enregistrement paléoclimatique sur la marge canadienne en domaine continental dans le delta de Mackenzie à partir de sections échantillonnées de part et d'autre du delta actuel. Pour compléter cet enregistrement des sections terrestres et obtenir un enregistrement continu sur le Paléogène on s'est ensuite intéressé à des forages de la mer de Beaufort-Mackenzie sur un transect proximal (dans la plaine deltaïque) à distal (dans le prodelta).

Le deuxième sous objectif est l'intégration des données acquises sur la marge canadienne avec celles existants sur la marge sibérienne et sur la ride Lomonosov au centre du Bassin Arctique.

Cette étude des enregistrements de réchauffements rapides associés aux optima climatiques du Paléogène des marges sibérienne et laurentienne devrait révéler les spécificités de la réponse du Bassin Arctique aux stimuli globaux et les possibles mécanismes de couplage/découplage de sa dynamique de celle de l'océan global et des surfaces continentales périphériques. Dans le cadre du GRI « Zones péri-Arctiques », une collection unique de séries sédimentaires de l'intervalle Paléogène a été assemblée. Ces travaux de thèse visent à l'étude de l'enregistrement paléoclimatique en Arctique par une approche multi-marqueurs (minéralogie sur roche totale et fraction argileuse, pyrolyse Rock Eval, palynologie, isotopes du carbone sur la matière organique).

Les coupes levées dans le domaine de la marge laurentienne se situent dans les Territoires du Nord-Ouest et du Yukon au Canada, dans le delta de Mackenzie, à l'embouchure du Bassin de Beaufort-Mackenzie. Le Bassin de Beaufort-Mackenzie se situe sur la marge continentale de l'Océan Arctique, au Sud-Est du Bassin Canadien, un des deux bassins principaux de l'Océan Arctique. Les forages étudiés se situent dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, dans l'axe du delta de Mackenzie. L'étude de coupes et des forages situés dans la zone drainée par ce delta au cours de périodes clés doit donc apporter des informations sur la réponse du Bassin Canadien aux optima climatiques. Les résultats acquis sur ces coupes et forages pourront *in fine* être comparés aux données acquises pour le Paléogène sur la marge sibérienne, dans les îles de Nouvelle Sibérie avec pour but de comprendre la réponse plus globale du Bassin Arctique.

## Organisation

Dans un premier Chapitre nous présenterons le contexte général de l'étude, c'est-à-dire la période géologique considérée et le contexte géologique du Bassin Arctique et du Bassin de Beaufort-Mackenzie.

Le deuxième Chapitre sera consacré à la présentation des sites étudiés.

Les méthodes utilisées au cours de cette thèse pour caractériser les paléoclimats en Arctique durant le Paléogène sont présentées dans le troisième Chapitre.

Dans un quatrième Chapitre, nous nous concentrerons sur les sites d'études continentaux, du delta de Mackenzie.

Suivra la présentation de l'étude des forages du Bassin de Beaufort-Mackenzie dans le cinquième Chapitre.

Une discussion générale est proposée dans le Chapitre six, avec la comparaison des données acquises sur la marge laurentienne avec celles du forage centre Arctique IODP 302 ACEX et la marge sibérienne.



# **CHAPITRE 1 ó CONTEXTE DE L'ÉTUDE**

# Introduction

---

## .1 Les climats du Paléogène

---

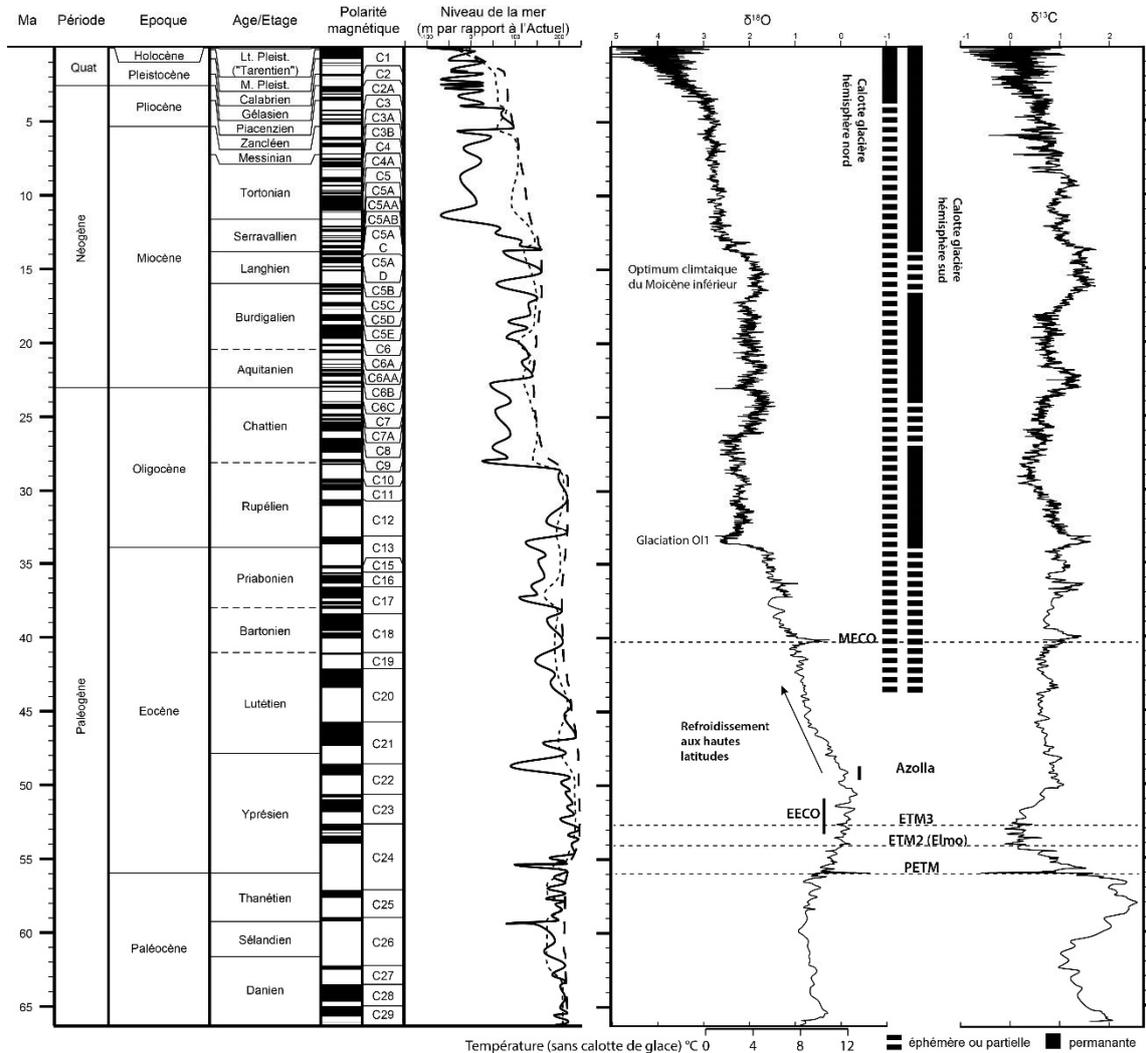
### .1.1 Evènements globaux

L'ère Cénozoïque, qui couvre les 65 derniers millions d'années de l'histoire de la Terre, a connu de nombreuses perturbations climatiques. Le Paléogène correspond à la partie inférieure du Cénozoïque, s'étendant de 65 à 23 Ma, et comprend successivement le Paléocène, l'Eocène et l'Oligocène. Le Paléocène supérieur et l'Eocène inférieur (60 à 50 Ma) sont marqués par une tendance à un réchauffement global qui culmine lors de l'Early Eocene Climatic Optimum (EECO, Zachos et al., 2001), la période la plus chaude du Cénozoïque (Fig. 1.2). Ces variations de températures sont mesurées à partir des isotopes de l'oxygène sur des foraminifères benthiques (Zachos et al., 2001). Lui fait suite un refroidissement graduel des hautes latitudes et des eaux océaniques profondes à partir de la fin de l'Eocène inférieur avec la mise en place de calottes polaires éphémères ou partielles à partir de l'Eocène moyen. Un net refroidissement a lieu à la limite Eocène-Oligocène s'inscrivant dans cette longue tendance de baisse des températures qui va permettre l'installation successive des calottes glaciaires pérennes antarctiques et arctiques à l'Oligocène et au Miocène respectivement (Kennett et Shackleton, 1976 ; Zachos, 2001, 2008 ; Lear et al., 2008).

Cette évolution à long terme au cours du Paléocène et de l'Eocène est ponctuée par une série d'épisodes de maxima thermiques de courte durée (< 200 ka) appelés hyperthermaux (Thomas et al., 2000 ; Brinkhuis et al. 2006 ; Röhl et al. 2007 ; Zachos et al., 2010 ; Stap et al., 2010). Ces évènements hyperthermaux possèdent un point commun avec le réchauffement actuel : un déclenchement probablement lié au relargage massif et brutal de gaz à effets de serre dans l'atmosphère (Zachos et al., 2001, 2008). Durant ces évènements, de grandes proportions de carbone appauvri en  $^{13}\text{C}$  sont rapidement relarguées dans le système océan-atmosphère, provoquant des excursions négatives des isotopes du carbone (appelés CIE pour « Carbon Isotope Excursion ») dans les carbonates et la matière organique. La source d'un tel relargage de gaz à effet de serre est encore débattue aujourd'hui et les différentes hypothèses sont détaillées dans la suite du Chapitre. Ces excursions sont contemporaines d'excursions des isotopes de l'oxygène indiquant un réchauffement (Fig. 1.2 ; Cramer et al., 2003) et d'extinctions et renouvellements faunistiques et floristiques tels que des extinctions de foraminifères benthiques en domaine marin (Kennett et Stott, 1991 ; Thomas, 1989, 2007) et la dispersion des mammifères en domaine continental (Gingerich, 1989, 2006 ; Hooker, 1998).

Parmi ces évènements, le plus important est le PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, à 56 Ma). D'autres hyperthermaux, similaires au PETM mais de moindre magnitude, s'enchaînent au court de l'Eocène, l'ETM2 (Eocene thermal Maximum 2, vers 53,7 Ma), l'ETM1 (53,6 Ma), l'ETM3 (53,2 Ma) et l'ETM4 (Eocene Thermal Maximum 4, vers 52,5 Ma) suivi de la

période la plus chaude du Cénozoïque, l'EECO (Early Eocene Climatic Optimum, 52-50 Ma). Durant l'EECO, les températures océaniques sont comprises entre 10 et 12 °C (Zachos et al., 2008) (0-4 °C actuellement). Suite à ces hyperthermaux, l'évènement Azolla (~49 Ma) se produit en Arctique.



**Figure 1.2.** Evolution du  $^{18}O$  et du  $^{13}C$  (en ‰) de l'océan profond sur des foraminifères benthiques et de la température au cours du Cénozoïque pour un océan dépourvu de glace ; variations du niveau de la mer à court, moyen et long terme ; âge des principaux réchauffements climatiques de cette ère et timing de la mise en place des calottes glaciaires (d'après Zachos, 2001).

Durant le Paléogène les glaces polaires sont supposées être absentes ou très réduites, on parle de période Greenhouse (Zachos et al., 2001). Les températures sont élevées et les zones climatiques, notamment la zone tropicale, ont des extensions latitudinales plus importantes que dans l'Actuel. Cette dilatation des zones climatiques et la diminution du gradient thermique latitudinal qui en découle par rapport à l'Actuel a été mis en évidence par des études isotopiques, des observations de faune, de flore et de foraminifères planctoniques tropicaux jusqu'à 45°N.

## .1.2 Les hyperthermaux du Paléogène

### .1.2.1 Le PETM

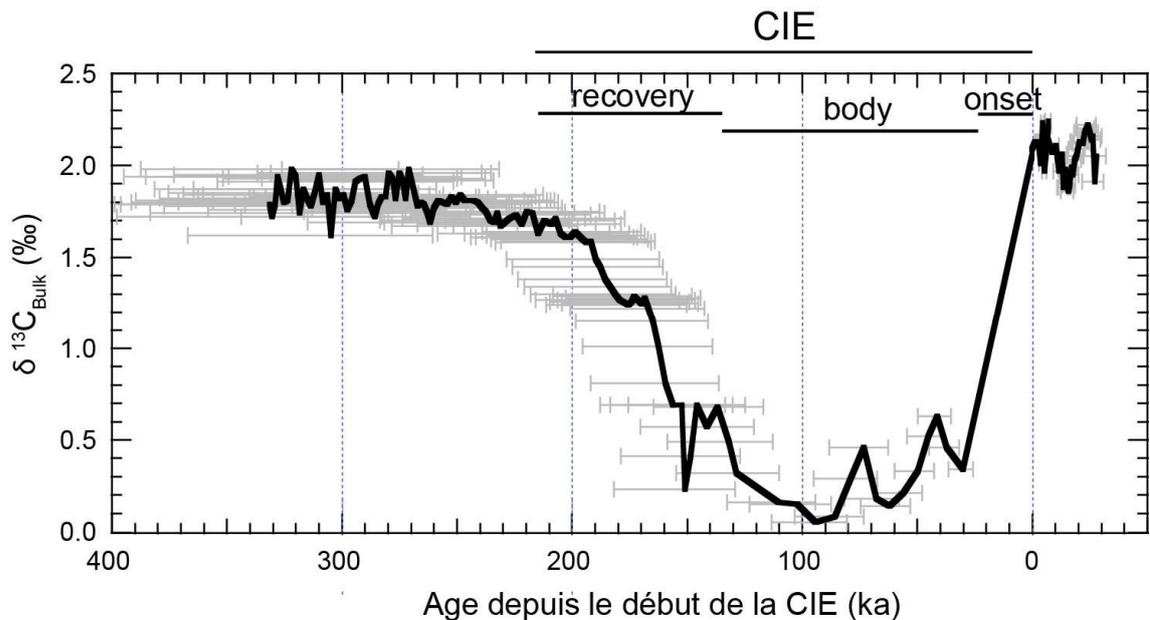
Le PETM correspond à la perturbation la plus extrême du climat Cénozoïque. En 1991, Kennett et Stott observent des excursions rapides des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène sur une espèce spécifique de foraminifères planctoniques du forage ODP 690B au large de la côte antarctique, proche de la Mer de Weddell. Ces observations sont associées à divers changements des paramètres environnementaux (augmentation de la température de l'océan, prolifération de microfossiles tels que les dinoflagellés du genre *Apectodinium*, minéralogie par augmentation de l'hydrolyse) synchrones d'une extinction déjà documentée des foraminifères benthiques (Thomas, 1989). A la suite de cette publication, Koch et al., (1992) établissent le caractère global de cet événement, qu'ils dénomment Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM), par la mesure d'une excursion négative des isotopes du carbone (CIE) sur des nodules pédogénétiques et des dents de mammifères de 4,5 et 5,9 ‰ respectivement, synchrones du plus grand renouvellement de la faune de mammifères du Cénozoïque. Ils montrent que la CIE peut être utilisée pour corréler des coupes marines et continentales. Son caractère global a provoqué un intérêt croissant pour le PETM, ce qui en fait l'un des événements hyperthermiques les mieux connus du Cénozoïque (McInerney et Wing, 2011).

#### .1.2.1.1 Définition

La limite Paléocène-Eocène a été définie par la ratification d'un GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) sur la coupe de Dababiya en Egypte. L'excursion isotopique négative du carbone (CIE) est définie comme le critère principal de la limite Paléocène/Eocène et du PETM (Aubry et al., 2007). La CIE a l'avantage d'être enregistrée dans les domaines marins et continentaux à la fois dans les carbonates et la matière organique, ce qui en fait un outil unique de corrélation chronostratigraphique (Aubry et al., 2007).

Cette excursion isotopique négative du carbone a une amplitude qui varie de -2,5 ‰ pour les carbonates à -6,5 ‰ pour le carbone organique (McInerney et Wing, 2011). Le début de la CIE, et donc du PETM, est daté entre 56,01 ± 0,29 Ma par mesure d'âges radiométriques sur des couches de cendres et par cyclostratigraphie en se basant sur des sédiments marins (Westerhold et Röhl, 2009). Sa durée est estimée entre 150 et 220 ka par cyclostratigraphie (Röhl et al., 2007 ; Aziz et al., 2008) et entre 120 et 220 ka par l'évaluation du flux extraterrestre de <sup>3</sup>He (Farley et Eltgroth, 2003 ; Murphy et al., 2010). La CIE se situe dans la magnétozone C24r, dans la biozone à foraminifères planctoniques P5 et dans la biozone à nannoplancton calcaire NP9b (Aubry et al., 2007). La CIE est constituée de trois phases (Fig. 1.3):

- l'« onset » qui marque le passage abrupt de la dernière valeur de <sup>13</sup>C avec une composition isotopique pré-CIE à la valeur la plus négative. Celui-ci aurait une durée comprise entre 8 et 23 ka, d'après une estimation sur des coupes continentales (Bowen et al., 2001 ; Magioncalà et al., 2004) ;
- le « body » associé à une relative stabilité des valeurs de <sup>13</sup>C sur une durée de 110 ka (Aziz et al., 2008 ; Murphy et al., 2010) ;
- le « recovery » durant lequel les compositions isotopiques reviennent à des valeurs proches de celles du Paléocène supérieur. Sa durée est estimée à 83 ka (Murphy et al., 2010).



**Figure 1.3.** Durée de la CIE et des phases qui la composent d'après des analyses isotopiques sur le site ODP 1266. Le modèle d'âge est basé sur des mesures du flux d'hélium extraterrestre (Murphy et al., 2010).

Outre la CIE, le PETM se reconnaît par des critères secondaires tels que :

- une extinction globale majeure des foraminifères benthiques (Thomas, 1989, 2007 ; Kennett et Stott, 1991), avec disparition de 30 à 50 % de la diversité des foraminifères benthiques ;
- un assemblage de foraminifères planctoniques et de nannoplancton calcaire spécifique ;
- l'éclosion de dinoflagellés *Apectodinium* (Bujak et Brinkhuis, 1998 ; Crouch et al., 2001, 2003 ; Sluijs et al., 2006). Ce genre, limité aux basses latitudes durant le Paléocène, s'étend vers les latitudes polaires dans les deux hémisphères durant le PETM, jusqu'à atteindre plus de 40 % des dynokystes. ;
- un événement de dispersion des mammifères qui intervient à la base de l'Éocène (Gingerich, 1989, 2006 ; Hooker, 1998).

#### .1.2.1.2 Causes

Cet événement correspond à un réchauffement abrupt de la planète associé à des changements dans la circulation océanique et atmosphérique et dans la chimie de l'océan. La CIE correspond à une injection de carbone appauvri en  $^{13}\text{C}$  comparé aux réservoirs que sont les océans, l'atmosphère et la biomasse. Les causes, c'est-à-dire la source et la masse du carbone injecté, fait encore l'objet de débats dans la communauté travaillant sur le PETM. Il pourrait être lié à un important relargage de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère en lien avec :

- la déstabilisation des hydrates de méthane (Dickens et al., 2003). Les hydrates de méthane sont stables dans les sédiments marins profonds, mais peuvent être déstabilisés par une augmentation de température, causée par des changements de la circulation océanique, ou par une diminution de la pression dans les sédiments (Dickens et al., 1995 ; Katz et al., 1999).

- la libération de méthane thermogénique en lien avec l'injection de magma dans des sédiments riches en matière organique pendant la phase de rifting de l'Océan Atlantique Nord (Dickens et al., 1995 ; Svensen et al., 2004).
- l'émersion de plateformes épicontinentales due à des phénomènes tectoniques causant la dessiccation et l'oxydation rapide de matière organique (Higgins et Schrag, 2006).
- le dégel du permafrost en Antarctique qui a pu emmagasiner de grande quantité de carbone sous forme de tourbe (DeConto et al., 2012). La fonte du permafrost et l'oxydation de la matière organique auraient relarguées ce carbone. Ce phénomène serait lié à un forçage orbital.
- d'importants feux de forêt (Kurtz et al., 2003). La combustion d'importantes quantités de tourbe et charbon déposés pendant le Paléocène a pu provoquer une augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique (Kurtz et al., 2003).

Ces différentes sources ont pu, plus ou moins, contribuer à la CIE. Cependant, la déstabilisation des clathrates, le relargage de méthane thermogénique et l'émersion de plateformes épicontinentales, nécessitent l'existence d'un bouleversement initial altérant les conditions environnementales préexistantes. Ce bouleversement serait probablement lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord qui commença à la fin du Paléocène et fut marqué par une forte activité volcanique (Knox, 1998 ; Roberts et al., 2009). Cette activité volcanique aurait pu provoquer une libération régulière de CO<sub>2</sub>, entrainer une augmentation des températures atmosphériques et océaniques, et perturber la circulation océanique et *in fine* permettre la déstabilisation des clathrates.

### .1.2.1.3 Conséquences

Le PETM, correspond à un réchauffement global rapide de 5 à 7 °C (Bowen et al., 2001 ; Wing et al., 2005 ; McInerney et Wing 2011), et a eu de nombreuses conséquences sur les environnements terrestres et marins. Une telle augmentation de température implique une multiplication de la pCO<sub>2</sub> de 1,1 à 3,3 d'après l'estimation de l'IPCC (2007). Ses conséquences sont multiples :

- Les températures des eaux de surface augmentent de 5 à 8 °C (Kennett et Stott, 1991 ; Zachos et al., 2001 ; Sluijs et al., 2006), les températures des eaux profondes augmentent de 4 à 5 °C (Bowen et al., 2006) ;
- L'acidification des océans provoque une remontée de la lysocline (Zachos et al., 2005)
- Entre 30 et 50 % des espèces de foraminifères benthiques disparaissent (Kennett et Stott, 1991 ; Kaiho et al., 1996). L'augmentation relative en abondance de petits spécimens de foraminifères benthiques et la diminution de la diversité suggèrent des conditions profondes pauvres en oxygène et riches en nutriments (Thomas, 2007) ;
- La domination des assemblages de dinokystes par la prolifération du genre *Apectodinium* (Bujak et Brinkhuis 1998 ; Crouch et al., 2003 ; Sluijs et al., 2006) ;
- Des nouveaux ordres de mammifères apparaissent (Gingerich, 1989, 2003, 2006) ; en particulier, les ordres modernes tels que *Antrodactyla* (cerfs), *Perissodactyla* (chevaux), et les Primates. Sur les continents de l'hémisphère Nord (Europe, Amérique du nord et Asie), la dispersion et diversification des mammifères semble être une réponse biotique à un rapide changement environnemental. L'augmentation de la température et de la teneur en CO<sub>2</sub> atmosphérique affecte la croissance des plantes et le stockage des nutriments ce qui va avoir un impact sur la croissance et la reproduction des mammifères (Gingerich, 2006) ;
- Le nombre de conifères diminue pendant le PETM aux moyennes et hautes latitudes (Wing et al., 2005 ; Sluijs et al., 2006 ; Schouten et al., 2007 ; Smith et al., 2007) alors qu'aux basses latitudes les angiospermes se diversifient avec l'apparition de nouveaux

taxons (Jaramillo et al., 2010). L'immigration de la flore est à la fois inter et intracontinentale ;

- Enfin, aux moyennes latitudes les conditions hydrologiques subissent d'importants changements avec la mise en place d'un cycle hydrologique et d'une saisonnalité accrues et avec l'alternance de saisons sèches et de saisons humides dans un contexte de fortes précipitations (Pagani et al., 2006 ; Schmitz et Pujalte, 2007 ; Smith et al., 2007 ; Collinson et al., 2009 ; Storme et al., 2012 ; Garel et al., 2013).

### .1.2.2 L'EÉCO et les hyperthermaux de l'Eocène inférieur

L'EÉCO est la période la plus chaude du Cénozoïque et s'étend d'environ 52 à 50 Ma (Zachos et al., 2001 ; Sexton et al., 2006). Autour de cet intervalle, plusieurs hyperthermaux de courte durée sont reconnus, l'ETM2, H2, I1 et ETM3. Ces hyperthermaux ont été décrits d'après la fluctuation des données de température en utilisant les isotopes de l'oxygène, le contenu en carbonate vs matériel terrigène traduisant l'augmentation ou la diminution de l'érosion ou les isotopes du carbone sur des carbonates ou des foraminifères benthiques. Les effets biotiques de ces hyperthermaux ont été décrits avec moins de détails et sur moins de localités que le PETM. Pour cette raison, les caractéristiques des différents hyperthermaux de l'Eocène et plus particulièrement leurs effets sur les paléofaunes et paléoflores ne sont pas encore bien connus. Cependant, ces événements partagent des particularités avec le PETM tel que le réchauffement global, l'excursion négative des isotopes du carbone, la dissolution des carbonates, des perturbations biotiques et une augmentation de l'altération des continents (Thomas et al., 2000 ; Agnini et al., 2009 ; Stap et al., 2010 ; Leon-Rodriguez et Dickens, 2010). De par les similarités entre ces hyperthermaux, il est supposé qu'ils dérivent d'une même cause : l'émission de carbone isotopiquement léger dans le système océan-atmosphère. La source de ce carbone et le mécanisme à l'origine de son émission sont toujours débattus (Leon-Rodriguez et Dickens, 2010). D'autres auteurs invoquent un contrôle orbital pour l'initiation de ces hyperthermaux avec des rétroactions positives engendrant les excursions négatives des isotopes du carbone.

L'ETM2 (Eocène Thermal Maximum 2 ou Elmo), qui se produit environ 2 Ma après le PETM vers 53,7 Ma, dans la biozone à nannofossiles calcaires NP11 à une durée de 100 ka. Il présente les mêmes caractéristiques isotopiques et biotiques que le PETM avec cependant une moindre amplitude. Il est caractérisé par un réchauffement d'environ 3 °C de la température de surface de l'océan et une excursion négative des isotopes du carbone de -1,4 ‰ et -3,5 ‰ enregistrées dans les carbonates et dans le carbone organique respectivement (Lourens et al., 2005 ; Nicolo et al., 2007 ; McCarren et al., 2008 ; Sluijs et al., 2009 ; Stap et al., 2009, 2010). Cet événement ponctuel de réchauffement a une intensité approximativement deux fois moindre que celle enregistrée au cours du PETM, mais il a lieu à l'apex de la tendance régulière au réchauffement au cours du Paléogène (Fig. 1.2). Contrairement au PETM, l'initiation de l'excursion négative des isotopes du carbone lors de l'ETM2 est graduelle avec une durée d'injection de carbone dans le système océan-atmosphère estimée à 20 ka contre 10 ka pour le PETM.

L'évènement H2 se produit environ 100 ka après l'ETM2, vers 53,6 Ma. L'H2 est caractérisé par un réchauffement d'environ 2 °C de la température de surface de l'océan et une excursion négative des isotopes du carbone de -0,8 ‰ dans les carbonates (Cramer et al., 2003 ; Stap et al., 2010).

Vers 53,2 Ma, dans la biozone à nannoplancton NP11, (Cramer et al., 2003) deux événements très rapprochés dans le temps se suivent, l'I1 et l'I2. L'excursion négative des isotopes du

carbone lors de ces événements est inférieure à celle de l'ETM2, de l'ordre de 0,4 ‰ sur la coupe de Contessa Road, Italie (Galeotti et al., 2010).

L'ETM3 (Eocene Thermal Maximum 3 ou événement X) se produit vers 52,5 Ma (Cramer et al., 2003 ; Röhl et al., 2005). Il est caractérisé par une excursion négative des isotopes du carbone des carbonates de 0,6 ‰ sur la coupe de Farra dans les pré-Alpes vénétiennes (Agnini et al., 2009). L'initiation de l'ETM3 se situe dans la zone à nannoplancton NP12. La magnitude de l'excursion négative (CIE) est deux fois moins importante (Leon-Rodriguez et Dickens, 2010).

### 1.2.3 L'événement Azolla

L'événement *Azolla*, situé à environ 49 Ma (Brinkhuis et al., 2006 ; Moran et al., 2006 ; Barke et al., 2012), correspond à un intervalle durant lequel de énormes quantités de spores et de restes fossiles (massus) d'une fougère (Pteridophyte) d'eau douce *Azolla* sont retrouvées tout autour de l'Arctique. Durant l'Eocène inférieur, période chaude, le cycle hydrologique est intensifié (Huber et al., 2003 ; Zachos et al., 2008 ; Speelman et al., 2010) et un régime de fortes précipitations règne aux hautes et moyennes latitudes (Pagani et al., 2006), avec des précipitations annuelles moyennes estimées à plus de 1200 mm.an<sup>-1</sup> au Groenland (Greenwood et al., 2010).

Le début de l'intervalle *Azolla* a été daté peu après l'optimum climatique de l'Eocène inférieur (EECO, 50652 Ma) vers 49,3 Ma et s'étend jusqu'à 48,1 Ma d'après les datations des taxons associés à *Azolla* par rapport à l'échelle de polarité magnétique (Speelman et al., 2009). L'intervalle *Azolla* se situe dans les chron 22n et 21r (Barke et al., 2012). Durant cet intervalle la pCO<sub>2</sub> était élevée (>2000 ppm) et les températures globales atteignaient un maximum (environ 12 °C pour les températures des eaux profondes, Pearson et Palmer, 2000 ; Zachos et al., 2001). Des simulations climatiques suggèrent que pour chaque hausse de température de 1 °C, la précipitation moyenne mondiale augmente d'environ 2 à 3 % (Soden et Held, 2006). Cela implique que superposée aux conditions humides globales en vigueur durant l'Eocène inférieur, une nouvelle augmentation des précipitations est susceptible d'être survenue durant l'EECO. Durant l'événement *Azolla* (d'une durée de 1.2 Ma, Speelman et al., 2010), les températures de surface tropicales sont un peu plus chaudes qu'actuellement (32 °C) alors que celles de l'Océan Arctique sont bien supérieures aux valeurs actuelles (10 °C). Ceci indique un gradient de température entre l'équateur et le pôle réduit par rapport à l'Actuel. Ce faible gradient de température favorise le transport d'humidité par non condensation lors de la circulation atmosphérique résultant en une augmentation des précipitations aux hautes latitudes. L'Océan Arctique est à ce moment entièrement enclavé et sa connexion avec les autres océans limitée à un échange d'eau de surface à travers les mers de Norvège et du Groenland (Radionova et Khokhlova, 2000 ; Jakobsson et al., 2007 ; Roberts et al., 2009). En conséquence, la ventilation des eaux profondes et intermédiaires et l'échange des eaux de surface régionales sont limités (Eldholm et al., 1994). Un bas niveau marin d'environ -20 m à ~ 49 Ma au cours du Chron 21r, rapporté par Miller et al. (2005) a peut-être davantage isolé l'Océan Arctique. La décharge soutenue et sans précédent de l'eau douce combinée avec la situation géographique de l'Arctique semi-fermée peut avoir permis la mise en place d'un corps d'eau dessalée en surface. La présence de cette eau douce aurait favorisée la prolifération de la fougère *Azolla* probablement produite *in situ* (Brinkhuis et al., 2006). Les eaux profondes restent salines, indiquant une stratification importante de l'Océan Arctique à cette période. Cette faible ventilation et l'apport important de matière organique sont responsables du développement des conditions anoxiques dans la partie inférieure de la colonne d'eau (Speelman et al., 2010). En se déposant au fond du

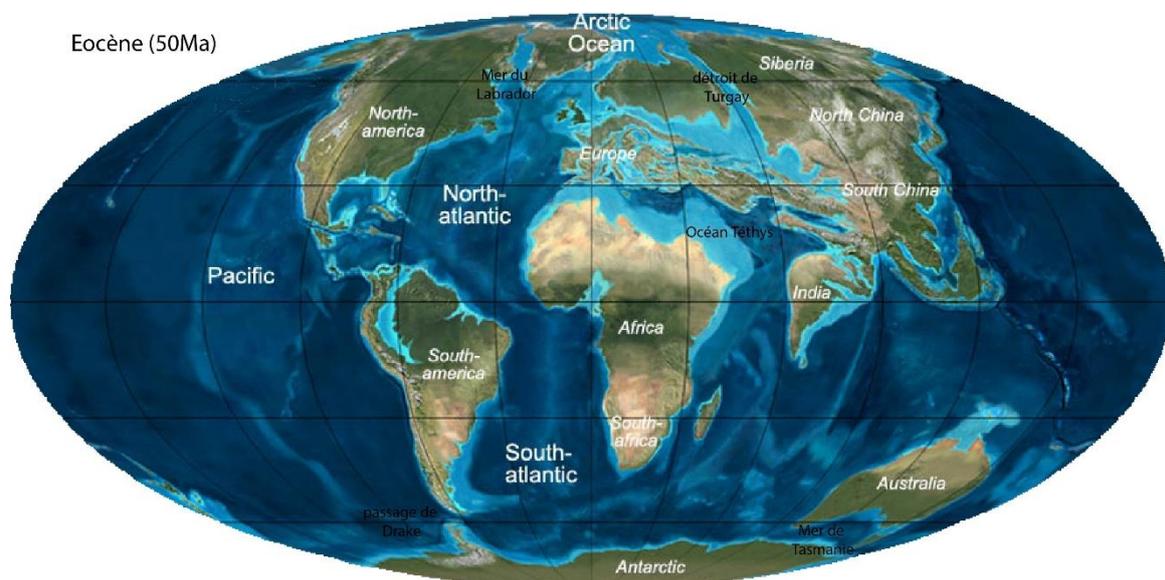
bassin, les fougères *Azolla* emprisonnent une grande quantité de carbone provoquant ainsi une baisse de la pCO<sub>2</sub> atmosphérique (Brinkhuis et al., 2006).

L'évènement *Azolla* coïncide avec les premiers signes de tendance au refroidissement global, qui représente la transition entre le climat greenhouse et le climat moderne icehouse. La disparition définitive de l'*Azolla* est probablement liée à une baisse des précipitations aux hautes latitudes et des températures. La diminution des températures mondiales durant l'Eocène moyen (Zachos et al., 2008) a probablement entraîné une diminution globale de transport de chaleur latente et de l'humidité vers les hautes latitudes (Speelman et al., 2010), ce qui a pu diminuer l'étendue des zones humides continentales et réduire la quantité d'eau douce déversée dans l'Arctique. De plus, une légère augmentation de la salinité des eaux de surface pourrait permettre de franchir le seuil critique de tolérance à la salinité de l'*Azolla*.

La combinaison de la production primaire extrêmement élevée par *Azolla* sur une surface d'eau douce, ainsi que la nature anoxique et saline des eaux profondes de l'Arctique à l'Eocène fait du Bassin Arctique un important puit de carbone.

### .1.3 Paléogéographie générale au Paléocène et Eocène

Le Mésozoïque est caractérisé par une extension généralisée en relation avec la dislocation de la Pangée, l'ouverture de la Téthys et de l'Océan Atlantique. L'ouverture de l'Océan Atlantique central débute il y a 180 Ma, entre l'Amérique du Nord et le Nord-Ouest de l'Afrique et se prolonge entre l'Amérique du Sud et l'Afrique avec l'ouverture de l'Atlantique Sud au cours du Crétacé (Fig. 1.4).



**Figure 1.4.** Carte paléogéographique globale à l'Eocène (50 Ma, d'après Blakey, 2006).

Le Cénozoïque, quant à lui, est surtout caractérisé par des collisions continentales. Cette période voit l'initiation du mouvement vers le Nord de la plaque Afrique et de microplaques, telle que la plaque Ibérique, en lien avec l'ouverture de l'Océan Atlantique. Durant cette période la plaque Indienne suit également un mouvement vers le Nord vers la plaque Eurasienne. Ce

mouvement a induit la fermeture de l'Océan Téthys et l'orogénèse alpine au sens large, depuis les Pyrénées, à l'Ouest, jusqu'à l'Himalaya, à l'Est. En Amérique du Nord également des orogénèses se mettent en place durant le Cénozoïque : la Cordillère Nord-Américaine et en particulier la chaîne des Brooks en Alaska, par accréation de terranes depuis l'Ouest.

Aux hautes latitudes, le Bassin Arctique est relié à l'océan global, notamment la Téthys, par des passages étroits tels le détroit de Turgay, jusqu'à l'Oligocène. Le Cénozoïque voit également s'ouvrir des passages océaniques entre l'Antarctique et l'Amérique du Sud (passage de Drake) et entre l'Antarctique et l'Australie (mer de Tasmanie) (Exon et al., 2004 ; Scher et al., 2006 ; Lawver et al., 2011). Enfin, au cours de l'Éocène, l'Atlantique Nord s'ouvre dans sa partie la plus septentrionale, jusque dans le Bassin Arctique (Rowley et Lottes, 1988).

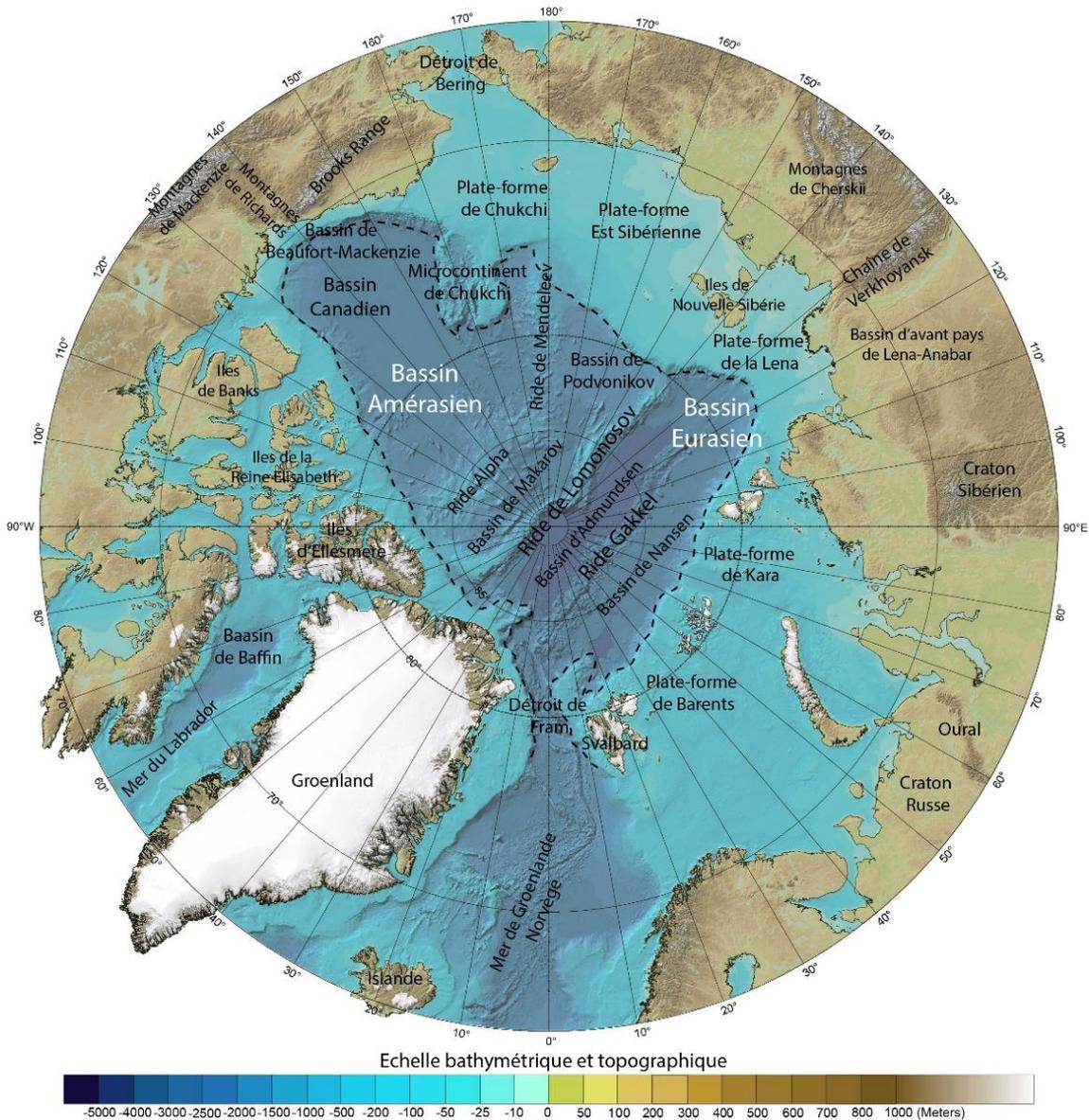
Ces modifications géodynamiques et paléogéographiques semblent avoir eu un impact sur le climat Paléogène, jouant un rôle important dans la transition entre un climat greenhouse et icehouse. L'existence d'un océan équatorial (Téthys), l'absence de passages océaniques autour de l'Antarctique et le fait que l'Atlantique Nord ne soit pas encore ouvert conduisent à une configuration des courants océaniques différente de l'Actuel, avec un déplacement des masses d'eau orienté Est-Ouest et l'absence de circulation thermohaline méridienne.

Selon de nombreux auteurs (Kennett, 1977 ; Barker et Thomas, 2004), l'ouverture des deux passages océaniques autour de l'Antarctique a induit l'isolement thermique du continent suite à la mise en place du courant circumpolaire Antarctique (ACC), à l'origine de la formation de glace et des courants antarctiques. Ce courant est également en partie responsable de la circulation thermohaline, qui redistribue les masses d'eau chaude des basses latitudes aux hautes latitudes et inversement. Cette modification courantologique aurait eu un impact sur l'efficacité du transport de chaleur par les océans conduisant ainsi à la glaciation (Bice et al., 2000).

## .2 Contexte géologique du Bassin Arctique

---

L'Océan Arctique est un des rares espaces océaniques pour lequel on ne dispose pas d'une base de données exhaustive de mesures aéromagnétiques et pour lesquels l'échantillonnage géologique est limité. La structure moderne de l'Océan Arctique est déterminée par la position des deux bassins principaux, le Bassin Amérasien à l'Ouest, dont fait partie le Bassin Canadien, et le Bassin Eurasien à l'Est (Fig. 1.5). Ces deux bassins sont séparés par la ride de Lomonosov. L'ouverture du Bassin Amérasien débute par une phase de rifting dès le Jurassique inférieur (Herron et al., 1974) et se poursuit jusqu'à l'Albien avec le détachement du block Chukotka-Alaska de la marge nord-américaine. Le Bassin Eurasien, dont la zone d'expansion actuelle correspond à la ride de Gakkel, s'est ouvert par détachement de la ride de Lomonosov et de la ride Alpha-Mendeleev de la marge de Barents-Kara au cours du Cénozoïque inférieur en lien avec l'ouverture de l'Atlantique Nord. Ce sont ces mouvements tectoniques et la position relative des continents Eurasien et Nord-Américain qui déterminent la structure du Bassin Arctique depuis 150 Ma (Vernikovsky et al., 2013).



**Figure 1.5.** Carte topographique et bathymétrique du Bassin Arctique et des terres adjacentes (IBCAO).

## .2.1 Le Bassin Amérasien

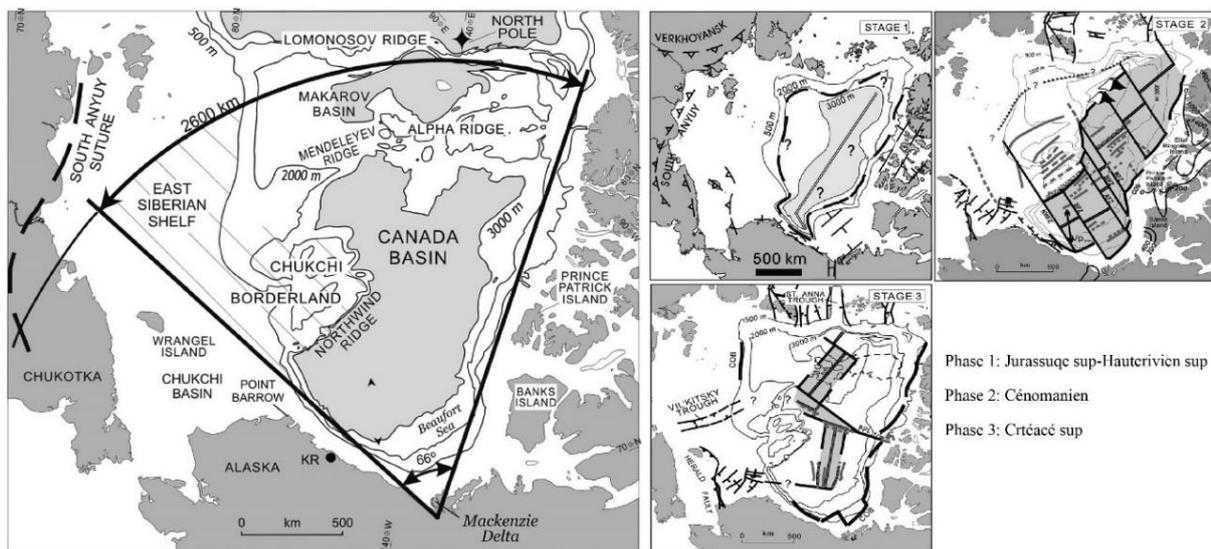
Le Bassin Amérasien est constitué dans sa partie Ouest, la partie la plus proche du Canada, du Bassin Canadien. Son ouverture débute au Jurassique inférieur par une phase de rifting liée à l'effet de traction des zones de subduction de l'océan Anyuy-Anvil (dont la dernière trace est la zone de suture sud d'Anyuy, Fig. 1.5) et à la remontée du manteau, comme le montre les points chauds du bloc de Chukchi.

Cette phase d'extension produit des demi-grabens et des fosses qui sont préservés en subsurface telle que les fosses de Kugmallit et de Blow (Lane, 2002). De grandes zones de faille liées à cette extension et bien définies en sismique, bordent la partie sud-est du Bassin Canadien : les zones de faille d'Esquimaux et l'Outer Hinge Line.

## 2.1.1 Formation du Bassin Canadien

Les mécanismes d'ouverture du Bassin Canadien sont encore débattus aujourd'hui, mais deux modèles principaux sont proposés (Fig. 1.6) :

- Une ouverture par rotation antihoraire du bloc Chukotka-Alaska. Dans ce modèle, le bloc Chukotka-Alaska s'éloigne de la marge canadienne du Jurassique inférieur au Crétacé, permettant le rifting et l'ouverture du Bassin Canadien. Ce mouvement de rotation implique l'existence d'un pôle de rotation qui serait situé dans le delta de Mackenzie. Ce modèle cinématique nécessite un angle d'ouverture de  $66^\circ$  (Rowley et Lottes, 1988 ; Grantz et al., 1990 ; Embry, 1990 ; Plafker et Berg, 1994).
- Une ouverture polyphasée du Bassin Canadien (Lane, 1997). Dans ce modèle, l'ouverture du bassin est constituée de trois phases principales de rifting, chacune ayant son centre d'expansion et son pôle de rotation propre. Une première phase datée du Jurassique supérieur à l'Hauterivien, une seconde phase datée du Cénomaniens et une troisième phase datée du Crétacé supérieur.



Hypothèse 1: Rotation antihoraire du bloc Alaska avec un pôle de rotation situé au niveau du Delta de Mackenzie (Rowley et Lottes, 1988; Grantz et al., 1990; Embry, 1990; Plafker et Berg, 1994, in Dixon, 2008)

Hypothèse 2: Ouverture multiphasée du Bassin Canadien (Lane, 1997)

**Figure 1.6.** Modèles cinématiques d'ouverture du Bassin Américain (Dixon, 2008). A gauche : modèle d'ouverture par rotation antihoraire du bloc Chukchi-Alaska. A droite : modèle d'ouverture multiphasée d'après Lane (1997).

Dans ces deux hypothèses, la marge nord de l'Alaska et les Iles Arctiques sont divergentes depuis la fin du Jurassique. Dans le modèle avec pôle de rotation, les deux marges sont conjuguées et s'ouvrent à la fin de l'Hauterivien, quelques failles d'extension continuent de se développer pendant l'Albien le long de la péninsule de Tuktoyaktuk.

Un troisième modèle, plus récent, présenté par Grantz (2011), propose une ouverture par rotation multiphasée constituée de deux phases majeures (Fig. 1.7) :

- Une première phase d'extension, conduisant à l'amincissement de la croûte continentale (croûte de transition océan-continent, OCT) au Jurassique inférieur et moyen (de 195 à 160 Ma). Cette phase correspond à la rotation antihoraire de l'Eurasie par rapport à l'Amérique du Nord sur une zone de détachement entre la zone de faille d'Esquimo Lakes de la marge canadienne et le bas de sa pente continentale. Cette extension est suivie par la rotation horaire du microcontinent Chukchi dans le Bassin Amériasien. Cette rotation de 63° autour d'un pôle de rotation situé vers 72°N, 165°W, est datée 145,5 à 140 Ma.
- Une deuxième phase d'expansion océanique dans le centre du Bassin Canadien au Crétacé inférieur (131 à 127 Ma). L'expansion des fonds océaniques créant de la croûte océanique se produit par une rotation antihoraire de 10-15° autour d'un pôle situé dans la vallée de Mackenzie. Suite à l'expansion océanique, la province ignée Alpha-Mendeleev se met en place à partir de 127 Ma et jusqu'à 89 ou 75 Ma. Cette province ignée dans le nord du Bassin Amériasien sépare le bassin en deux entités, le Sud-Ouest du bassin correspond au Bassin Canadien, le Nord-Est aux Bassins de Podvodnikov et Makarov.

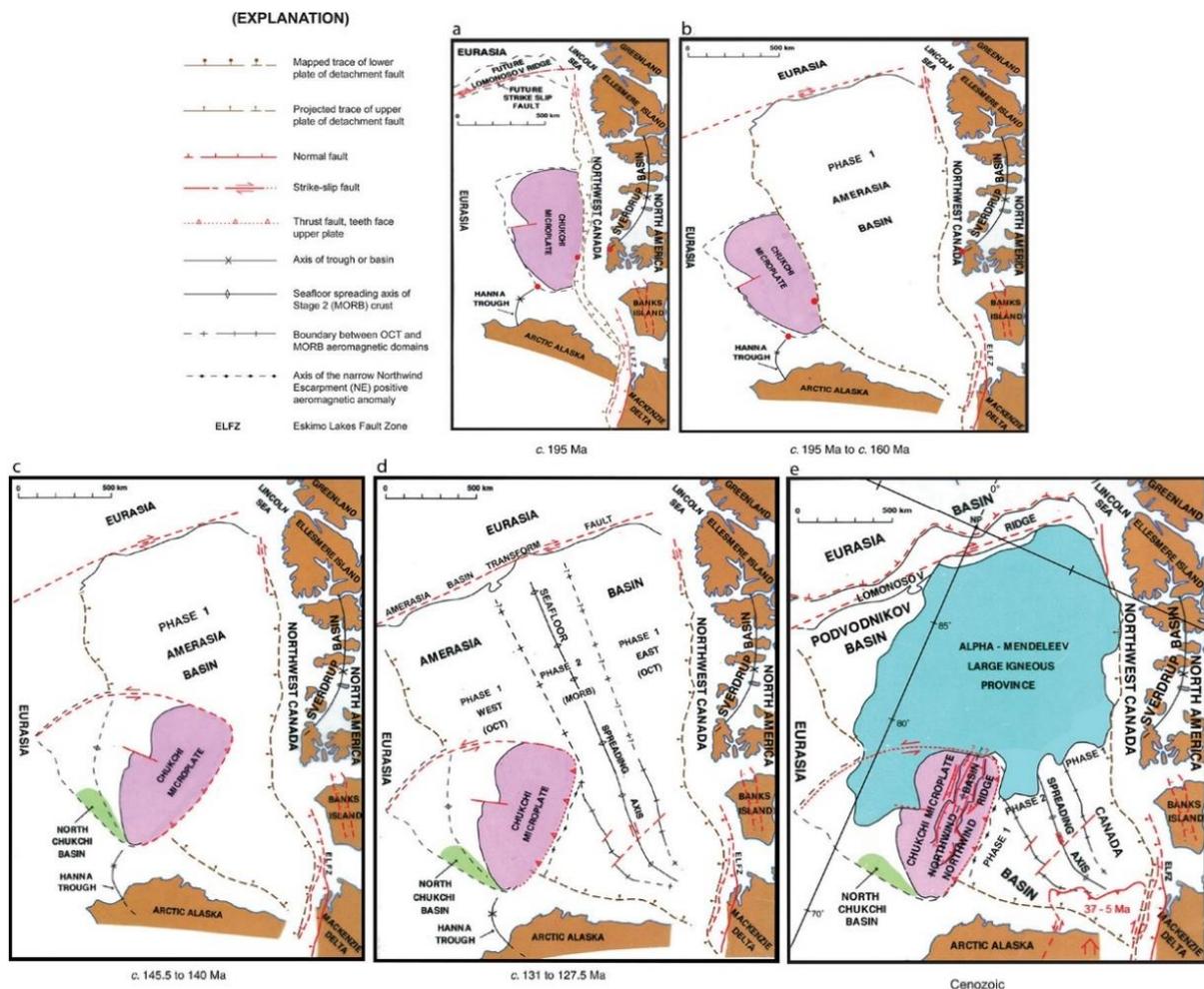


Figure 1.7. Modèle d'ouverture du Bassin Amériasien multiphasée d'après Grantz (2011).

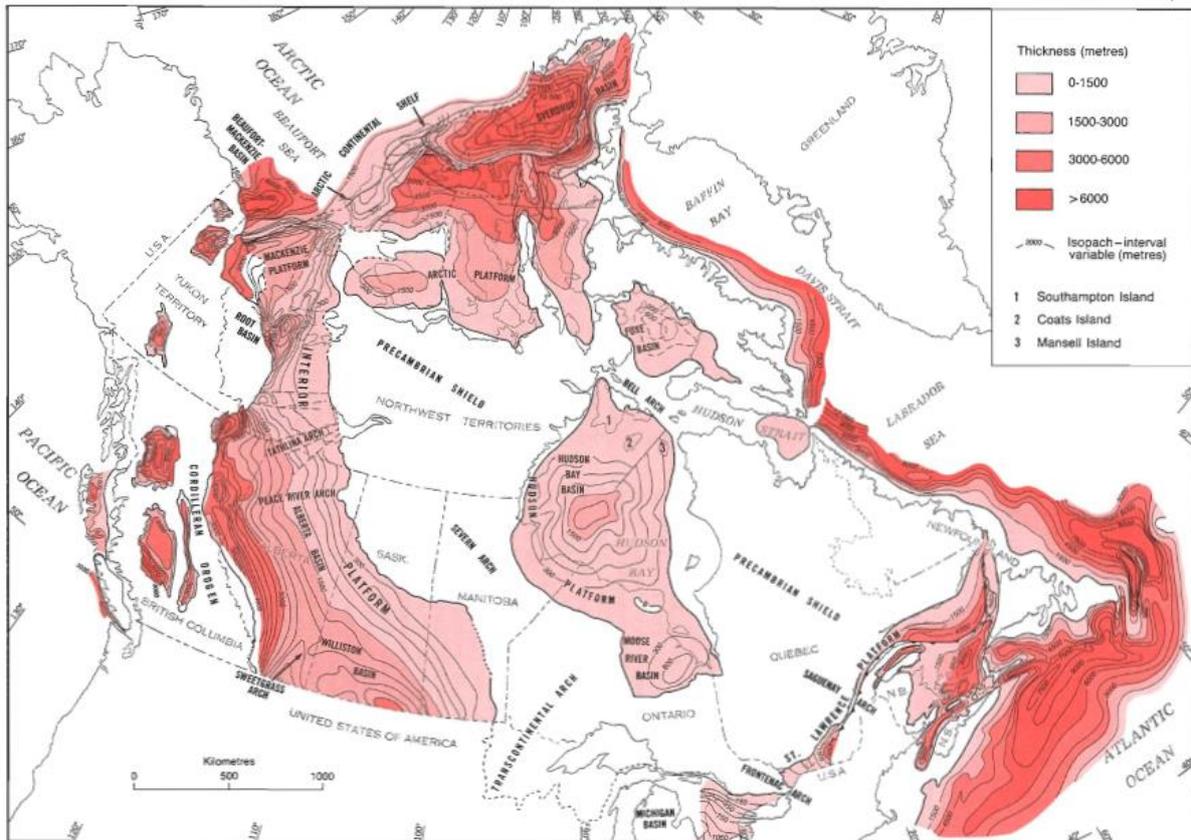
Malgré ces diverses propositions de reconstitution cinématique, la géométrie précise du bassin, la position des marges avant rotation et la date du rifting et de l'expansion océanique restent incertaines. La géométrie triangulaire générale du bassin ne peut dériver d'un événement unique d'expansion, mais implique probablement des changements de localisation de l'expansion (Mickey et al., 2002).

Plusieurs discordances régionales sont reconnues dans les successions Jurassique et Crétacé. Ces discordances divisent la succession en plusieurs épisodes de rifting distincts. Selon les modèles, et leur estimation du timing de l'ouverture océanique, l'interprétation de ces discordances varie. Parmi ces grandes discordances, la discordance Jurassique inférieur marque l'initiation de l'extension. La discordance de l'Hauterivien supérieur, LCU (Lower Cretaceous Unconformity) divise la période de rifting en deux phases, du Jurassique inférieur à l'Hauterivien et du Barrémien à l'Albien, durant laquelle le taux de subsidence et le volcanisme sont plus importants (Embry et Dixon, 1990). Cette discordance, marque le début de l'assemblage tectonostratigraphique Brookien composé de dépôts pélagiques de Albien au Campanien et de dépôts fluvio-deltaïques du Maastrichtien à l'Holocène (Dietrich et al., 1985). Une autre discordance régionale, celle de la base du Crétacé supérieur (Cénomaniens), marque le passage à un relatif calme tectonique et une accumulation de sédiments sur une marge subissant une subsidence thermique. Cette période peu active tectoniquement coïncide avec les phases majeures de formation des bassins océaniques situés dans la partie Ouest du Bassin Arctique et marque le passage d'une sédimentation syn-rift à une sédimentation post-rift (Lane, 2002).

L'assemblage tectonostratigraphique Brookien est nommé d'après l'orogénèse de la chaîne des Brooks qui commence à affecter les terrains continentaux de l'Alaska au Jurassique moyen (175 Ma). S'ensuit une succession de phases de collision entre des terrains continentaux et la marge Ouest de l'Amérique du Nord du Jurassique supérieur au Crétacé et du Paléogène au Miocène (Trop et Ridgway, 2007). De plus, du Crétacé supérieur au Miocène moyen, une subduction se produit sous la marge sud de l'Alaska. Ces mouvements tectoniques provoquent un raccourcissement crustal dans les Brooks Range, une flexure lithosphérique intense, une importante subsidence et une accumulation sédimentaire associée dans le Nord des Brooks Range, notamment dans le Bassin Canadien (Sippel et al., 2013).

### 2.1.2 Le Bassin de Beaufort-Mackenzie

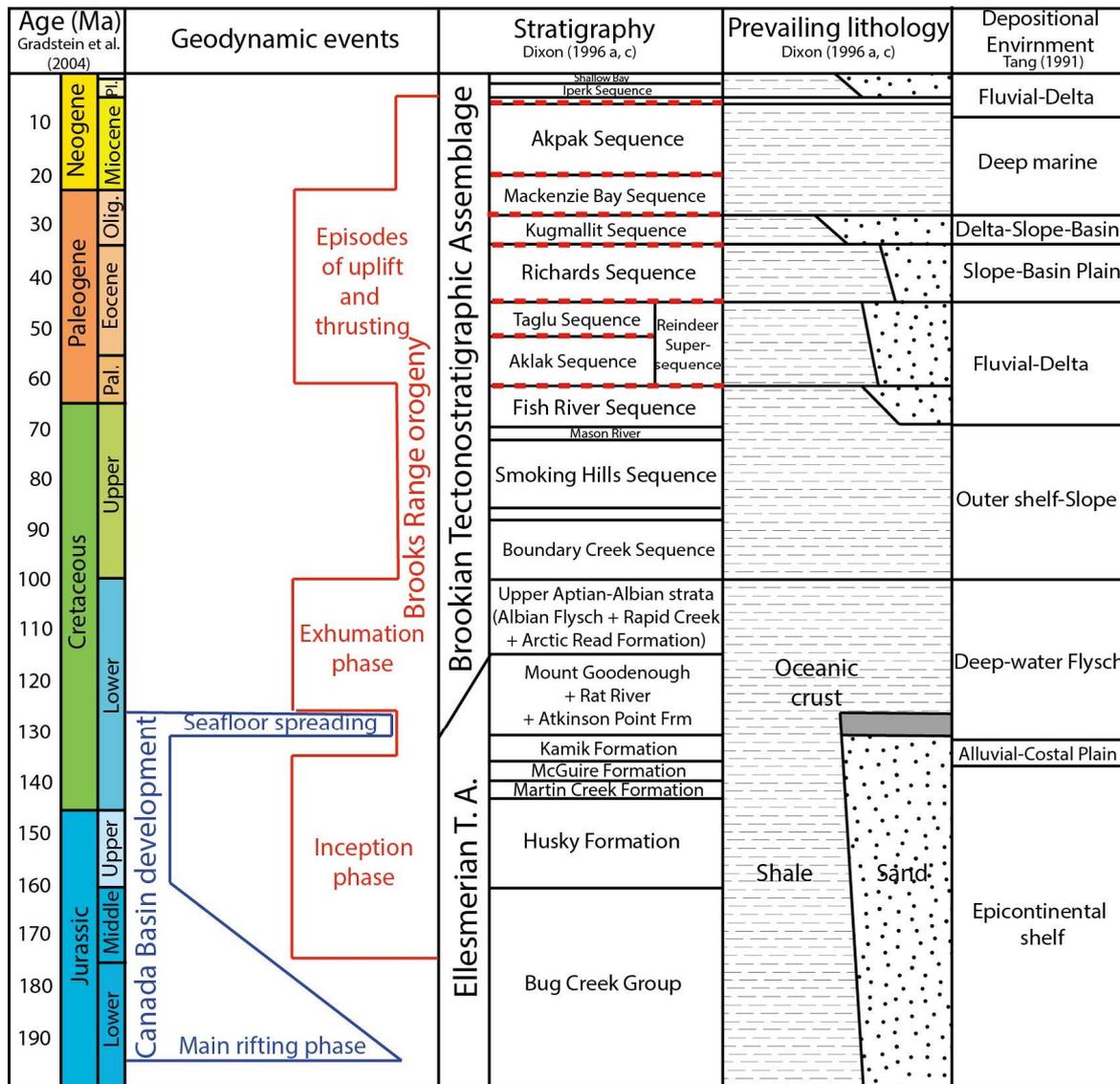
Le Bassin de Beaufort-Mackenzie est la principale zone d'étude de ces travaux de thèse. Il fait partie de l'unité tectonostratigraphique de la plateforme intérieure, connue sous le nom de Bassin Canadien Occidental (Stott et Aitken, 1993; Fig. 1.8). Cette unité comprend le Bassin de Williston, d'Alberta et au Nord le Bassin de Beaufort-Mackenzie. Elle est bordée à l'Est par le bouclier canadien Précambrien et à l'Ouest par la Cordillère Nord-Américaine dont fait partie la chaîne des Brooks. Sa limite nord est marquée par le plateau continental arctique qui ouvre sur le Bassin Canadien.



**Figure 1.8.** Couverture sédimentaire du craton Nord-Américain et du Canada montrant l'épaisseur et la distribution des roches sédimentaires non métamorphosées (d'après Stott et Aitken, 1993).

C'est pendant l'ouverture du Bassin Canadien, à partir du Jurassique, que le Bassin de Beaufort-Mackenzie, qui représente la zone de dépôt sédimentaire du delta de Mackenzie, commence à se former. Le Bassin de Beaufort-Mackenzie se forme dans un contexte post-rift sur la marge continentale canadienne. Il a une superficie de 66 000 km<sup>2</sup>.

La subsidence thermique du bassin commence dès le Cénomaniens. Du Cénomaniens au Maastrichtien, les dépôts sédimentaires restent assez limités en épaisseur. Les taux de sédimentation moyens deviennent plus importants à partir du Maastrichtien (Dixon, 2008).



**Figure 1.9.** Charte stratigraphique en relation avec les évènements géodynamiques dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie (modifiée d'après Sippel et al., 2013) en pointillés rouge, les discordances régionales majeures.

Le Bassin de Beaufort-Mackenzie repose sur une succession Mésozoïque à Cénozoïque déformée. Du Carbonifère au Crétacé inférieur (Hauterivien), les sédiments appartiennent à l'unité tectonostratigraphique Ellesmerienne (Fig. 1.9). Les dépôts carbonifères sont dominés par des carbonates, ceux du Permien représentent une alternance de carbonates et de sédiments clastiques (Dixon, 1996). Les dépôts jurassiques-crétacés inférieurs sont constitués d'une alternance de sédiments clastiques épicontinentaux riches en sables ou argile. A partir du Crétacé moyen (Aptien-Albien), commence l'unité tectonostratigraphique Brookienne, lorsque l'influence de la chaîne des Brooks devient importante sur la sédimentation. Une transgression majeure agrandit les limites du bassin au Sud du delta de Mackenzie créant une grande plateforme argileuse jusqu'au Campanien (Dixon, 2008). L'ensemble Crétacé supérieur-Actuel est formé de 14 à 16 km de sédiments silicoclastiques organisés en 12 séquences de

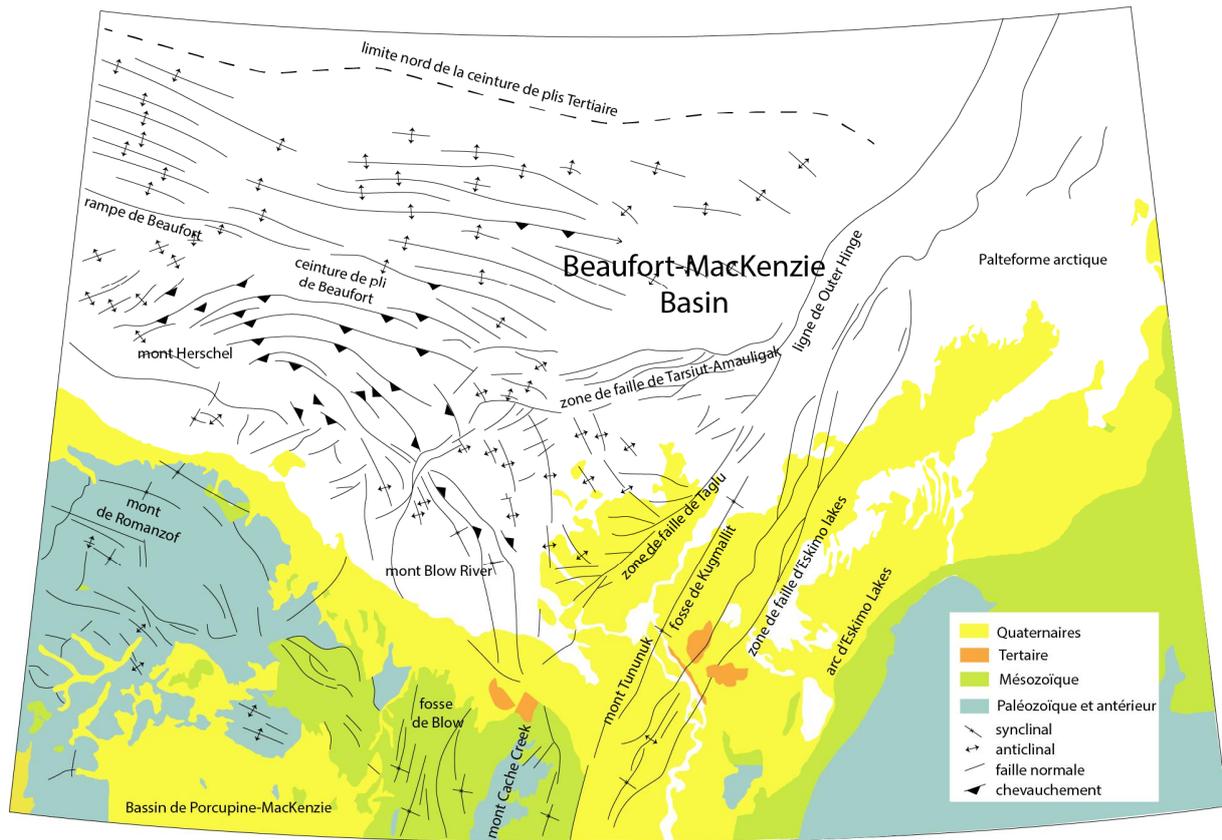
transgression-régression dont 6 contiennent des complexes fluvio-deltaïques progradants (Fig. 9). Comme vu précédemment, les discontinuités du Jurassique inférieur et Crétacé moyen séparent les ensembles pré- et syn-rift et syn- et post-rift respectivement.

Durant la période syn-rift, des structures extensives mésozoïques telles que la zone de faille d'Esquimo Lakes d'orientation nord-est, les fosses de Kugmallit et de Blow se développent dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie. La zone de failles d'Esquimo Lakes correspond à des failles normales listriques de pendage Nord-Ouest et représente la bordure sud-est du Bassin de Beaufort-Mackenzie (Lane, 2002 ; Fig. 1.9). Une phase de déformation importante commence pendant le Maastrichtien. Les déformations et les failles liées à cette phase tectonique culminent du Paléocène à l'Eocène inférieur. Quelques pulses de déformation sont enregistrés régionalement jusqu'au Miocène supérieur et localement jusqu'à l'Holocène.

Les déformations d'âge Paléocène-Eocène inférieur sont ainsi le résultat de l'interaction complexe entre deux moteurs tectoniques (Lane, 2002), la déformation liée à la Cordillère Nord-Américaine et le rapprochement de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord en lien avec l'ouverture de l'Atlantique Nord.

La déformation de la Cordillère Nord-Américaine est elle-même liée à la collision de terranes venant du Sud-Ouest et s'accrétant contre la marge continentale Ouest de l'Amérique du Nord. Dans la région de Beaufort-Mackenzie, ceci se traduit par des structures tectoniques de direction Nord. Simultanément, l'ouverture de l'Atlantique Nord provoque un important raccourcissement Est-Ouest dans le Nord du Yukon. Ces deux contrôles tectoniques induisent un large système de plis arqués dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, que ce soit onshore ou offshore (Lane, 2002). Ce système, appelé ceinture orogénique de Beaufort, représente la partie la plus orientale du Nord de la chaîne des Brooks et la limite nord de la Cordillère Nord-Américaine. Le raccourcissement associé au système de failles et plis de direction Nord est estimé à 50-100 km et le raccourcissement Est-Ouest à travers le Yukon et le Nord de l'Alaska à environ 200 km (Lane, 1998). Associés à ces structures compressives, des failles d'extension se développent au cours du Cénozoïque inférieur. La plupart de ces structures extensives est localisée dans la zone de faille de Taglu (TFZ, Fig. 1.10). La zone de faille de Taglu se situe à la limite sud-est de la ceinture orogénique de Beaufort. Elle consiste en des failles normales listriques ou planaires et quelques failles inverses correspondant à la réactivation plus tardive et l'inversion des failles normales. Ces failles d'orientation nord-est se sont développées à l'Eocène dans un contexte de transtension séparant les épaisses strates déformées de remplissage du bassin des strates non déformées de la marge sud-est du bassin (Lane et Dietrich, 1995).

Les déformations plus tardives de la fin de Tertiaire sont associées uniquement à la tectonique de la Cordillère Nord-Américaine. Les structures miocènes forment de longs plis linéaires concentrés dans la partie distale du Bassin de Beaufort-Mackenzie. Au cours du Miocène les failles d'âge Jurassique-Crétacé et du début du Tertiaire sont réactivées, notamment celles de la zone de faille de Taglu (Lane, 2002). Des structures extensives se développent durant la partie supérieure du Tertiaire, le long de la zone de faille de Tarsiut-Amauligak. La zone de faille de Tarsiut-Amauligak (TAFZ, Fig. 1.10) se situe au cœur du bassin, au Nord de la zone de faille de Taglu et est constituée de failles normales listriques ou planaires d'orientation nord-est ou est. Ces structures sont datées de l'Oligocène au Miocène inférieur. Elles correspondent à des structures de transtension qui accommodent la divergence entre les directions Nord-Nord-Est et Nord-Est du transport tectonique dans le Sud-Ouest et le Sud-Est du Bassin de Beaufort-Mackenzie respectivement (Lane et Dietrich, 1995).



**Figure 1.10.** Carte géologique simplifiée montrant les plis et failles de la zone de Beaufort-Mackenzie (d'après Dixon et al., 2008).

### 2.1.3 Le delta de Mackenzie

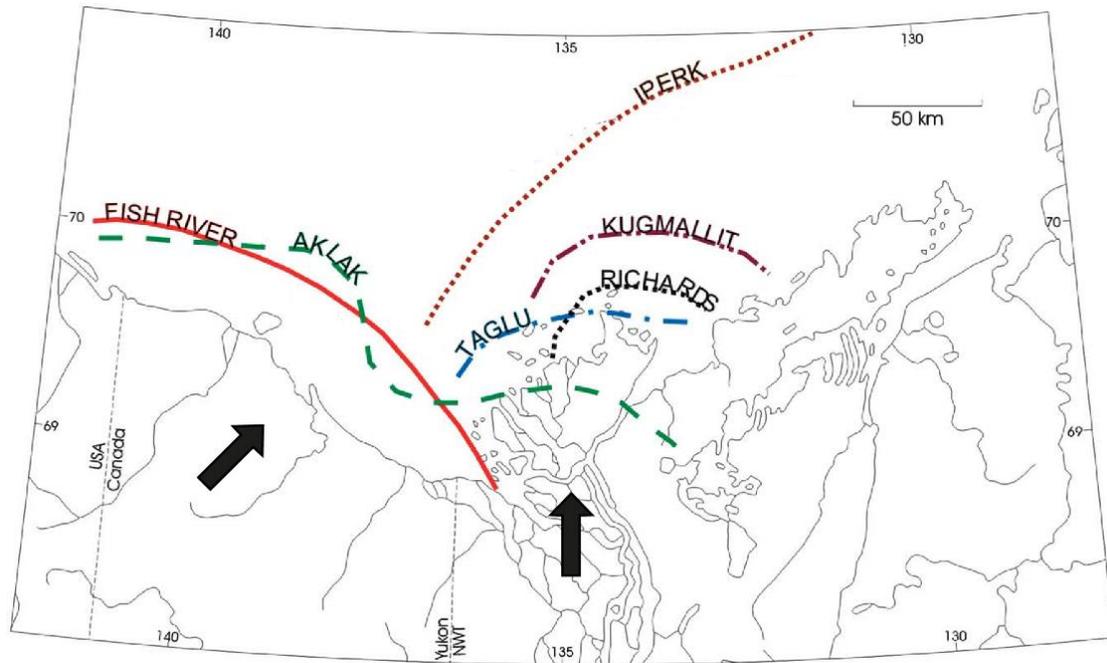
Le delta actuel de Mackenzie est une plaine deltaïque dominée par les processus fluviaux et est remarquable pour ses multiples lacs et chenaux. Le delta est long de 200 km et large 70 km avec un axe Nord-Nord-Ouest et est actif depuis le Crétacé supérieur (Dixon et al., 2008).

Dans le delta de Mackenzie et la zone offshore, la ceinture orogénique de Beaufort contient des anticlinaux et des chevauchements principalement dans les séries Crétacé supérieur-Cénozoïque (Lane, 1998). Les sédiments qui composent le delta de Mackenzie sont organisés en douze séquences de transgression-régression identifiées du Crétacé supérieur à l'Actuel (Dixon, 2008), toutes limitées par des discordances. Les dépôts du Crétacé supérieur-Cénozoïque correspondent à des argiles riches en matière organique, des argiles de bassin et pente, des fans profonds, des argiles et grès de plateforme et des dépôts deltaïques comprenant des chenaux sableux, des argiles de plaine alluviale et des dépôts lignitiques. Plus particulièrement en environnement deltaïque, plusieurs paléoenvironnements peuvent être identifiés plus en détail, la plaine deltaïque supérieure et inférieure, au sein desquelles se trouvent des chenaux distributaires, des crevasses et des dépôts de levées, le front de delta et le prodelta.

Ces séquences, de la plus ancienne à la plus récente, sont les suivantes: Boundary Creek (Cénomaniens-Turonien), Smoking Hills (Santonien-Campanien), Mason River (Campanien-Maastrichtien), Fish River (Maastrichtien-Paléocène inférieur), Aklak (Paléocène supérieur-Eocène inférieur), Taglu (Eocène inférieur-moyen), Richards (Eocène moyen-supérieur), Kugmallit (Oligocène), Mackenzie Bay (Oligocène supérieur-Miocène moyen), Akpak (Miocène supérieur), Iperk (Pliocène-Pléistocène) et Shallow Bay (Holocène). L'ensemble de ces séquences, des environnements de dépôts et événements géodynamiques identifiés dans le bassin pendant leur dépôt sont présentés sur la Figure 1.9.

Les séquences sédimentaires du Maastrichtien à l'Actuel peuvent être divisées en trois phases tectonostratigraphiques majeures, chacune délimitée par une discordance majeure qui marque le point culminant d'une période de déformation. La première phase se termine à l'Eocène moyen avec le développement d'une discordance entre les séquences de Taglu et de Richards. Les complexes deltaïques sont déposés le long de la marge Sud-Ouest du bassin et se décalent vers l'Est et vers le bassin au cours du temps. La seconde phase tectonostratigraphique s'étend jusqu'au Miocène supérieur et comprend les séquences de Richards, Kugmallit, Mackenzie Bay et Akpak. Pendant cette période la sédimentation se décale vers le bassin. A l'Eocène supérieur une chute majeure du niveau de base provoque une érosion importante des sédiments de la séquence de Richards. Durant la dernière phase tectonostratigraphique une épaisse succession de sédiments progradants se dépose formant la géométrie actuelle de la plate-forme. Cette phase est caractérisée par l'absence de déformation et un décalage de l'accumulation des sédiments vers le bassin.

Les faciès d'âge Cénozoïque tendent à se décaler vers le Nord-Est au cours du temps. Le delta Maastrichtien-Paléocène inférieur de la formation de Fish River était centré sur le Nord-Est de l'Alaska/Nord-Ouest Yukon. Le delta Paléocène supérieur-Eocène inférieur de la séquence d'Aklak était situé dans le Nord-Est Yukon/baie de Mackenzie. Enfin le delta Eocène moyen de la séquence de Taglu correspond à la localisation du delta actuel (Lane et Dietrich, 1995). Ce décalage du delta s'accompagne d'un changement d'orientation des apports sédimentaires de direction Sud-Ouest vers le Nord-Est jusqu'à la séquence d'Aklak puis Nord-Sud à partir de la séquence de Taglu. Ce changement d'orientation est visible sur la carte de maximum de progradation de la plaine deltaïque de chaque séquence de la Figure 1.11 d'après Dixon (2008).



**Figure 1.11.** Carte de maximum de progradation des faciès de plaine deltaïque pour les séquences Fish River, Aklak, Taglu, Richards, Kugmallit et Iperk. Les flèches noires indiquent la direction des apports de sédiments et mettent en évidence un changement d'orientation du delta (modifié d'après Dixon, 2008).

Ce décalage spatial de la sédimentation tertiaire au cours du temps est une réponse à la propagation de la déformation de la chaîne des Brooks vers le Nord-Est. L'analyse des systèmes de paléodrainages indiquent que du Paléocène supérieur au Pléistocène la zone source des sédiments du Bassin de Beaufort-Mackenzie correspond à la cordillère Nord-Américaine incluant les Montagnes Richardson et Ogilvie, le bassin de drainage de la rivière Porcupine et le Nord-Est de la chaîne des Brooks.

## .2.2 Le Bassin Eurasien

Le deuxième grand bassin qui constitue le Bassin Arctique est le Bassin Eurasien. L'origine et l'évolution de ce bassin sont globalement mieux comprises que celle du Bassin Amériasien. Il est bordé par le Nord du Groenland et les mers de Barents, Kara et Laptev et la ride de Lomonosov.

L'ouverture du Bassin Eurasien se fait de façon concomitante à l'ouverture de l'océan Atlantique-Nord, à partir du Paléocène et se poursuit à l'Actuel. Il s'agit de l'extension de l'océan Atlantique à travers l'Arctique et est dû à la séparation de la ride de Lomonosov et du plateau continental de Barents et Kara (Srivastava, 1985).

Au Crétacé supérieur, un rifting se met en place entre l'Amérique du Nord et le Groenland. Ce mouvement de séparation se poursuit par une expansion océanique du Crétacé supérieur à l'Oligocène ouvrant la mer du Labrador et la baie de Baffin (Tessensohn et Piepjohn, 2000). Le déplacement du Groenland vers le Nord-Est provoque un mouvement décrochant le long du détroit de Nares. A partir de l'Eocène inférieur, le Bassin de la mer de Norvège-Groenland s'ouvre. Le rifting est initié lors du passage Paléocène-Eocène et est accompagné par un volcanisme le long des limites de plaques (Golonka, 2003). Ces deux ouvertures, en partie simultanées, se rejoignent au Sud du Groenland en une jonction triple de type ride-ride-ride, ce qui provoque un mouvement d'échappement de la plaque Groenland vers le Nord. Ce mouvement est responsable des mouvements de compression qui affectent les Iles Ellesmere et l'Ouest du Svalbard, formant les ceintures orogéniques de Eurekan et de l'Ouest de Spitsberg (Tessensohn et Piepjohn, 2000). A partir de l'Oligocène inférieur, le passage de Fram s'ouvre entre le Groenland et le Svalbard. Ce passage relie l'Océan Arctique à l'Océan Atlantique.

La ride Lomonosov, qui a une largeur de 50 à 200 km et s'étend sur 1700 km (Poselov et al., 2012), était à l'origine un fragment continental appartenant au plateau continental de la mer de Barents. Elle est séparée de la marge continentale eurasiennne par une zone d'expansion océanique. Les données aéromagnétiques indiquent la présence d'anomalies magnétiques liées à l'expansion océanique centrée sur la ride de Gakkel, le centre d'expansion océanique actif au milieu du Bassin Eurasien (Vogt et al., 1979). L'interprétation des anomalies magnétiques permet de lier l'évolution du Bassin Eurasien à l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland. D'après cette corrélation, et l'âge de la plus vieille anomalie magnétique identifiée dans le Bassin Eurasien, l'expansion océanique du Bassin Eurasien débute entre le chron 25 et 24, au Paléocène supérieur.



## **CHAPITRE 2 ó PRESENTATION DES SITES ETUDIES**

# Introduction

---

Ce Chapitre a pour objectif de présenter les sites étudiés lors de ces travaux de thèse. Ces sites sont localisés sur la marge canadienne du Bassin Amérasien, et plus spécifiquement dans les régions du delta du Mackenzie et du Bassin de Beaufort-Mackenzie. Au total, 3 coupes de terrain (présentées dans la partie 1) et 8 forages (présentés dans la partie 2) ont été étudiés.

Le forage IODP 302 ACEX est présenté dans la partie 3. Les études menées sur ce forage, localisé dans le Bassin Eurasien, et plus spécifiquement sur la ride de Lomonosov au centre du Bassin Arctique, sont venues compléter l'ensemble des sites étudiés.

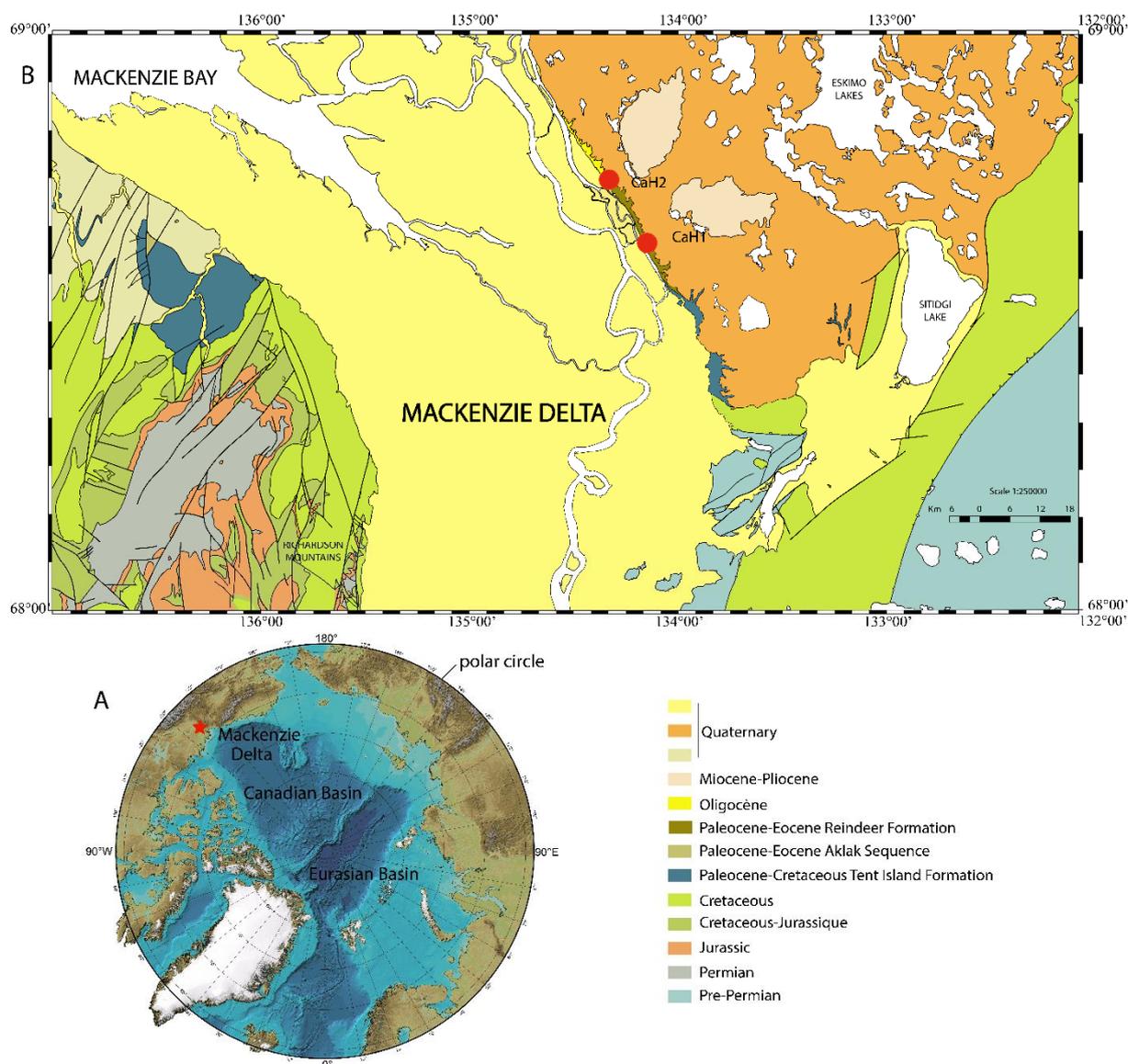
Une comparaison des enregistrements de la mer de Beaufort-Mackenzie avec ceux du forage d'ACEX est présentée dans le Chapitre 6.

## .1 Les coupes de Caribou Hills et Coal Mine

---

La première étude de ce travail de thèse, portant sur le climat du Paléogène en Arctique, est menée sur trois coupes du delta du Mackenzie : Caribou Hills 1 et 2 (CaH1 et CaH2) et Coal Mine (CoMi), correspondant à des environnements continentaux de plaine deltaïque. Ces trois coupes ont été échantillonnées lors d'une mission de terrain en 2013 par L. Labrousse (ISTeP) et L. Reinhardt (BGR).

Il existe peu d'affleurements de cette période dans les Territoires du Nord-Ouest (Dixon et al., 2008). L'affleurement le plus célèbre et qui enregistre la plus longue durée de dépôt est celui de Caribou Hills. Les coupes CaH1 et CaH2 de cet affleurement se situent à l'Est du delta actuel du Mackenzie. Une distance d'environ 80 km sépare ces 2 coupes de la coupe CoMi localisée à l'Ouest du delta (Fig. 2.1). Le delta de Mackenzie se situerait à une paléolatitude de 75°N au Paléocène-Eocène d'après l'estimation du site [Pleolatitudo.or](http://Pleolatitudo.or) (van Hinsbergen et al. (2015).



**Figure 2.1.** A : carte du Bassin Arctique et localisation du delta de Mackenzie. B : carte géologique simplifiée du delta du Mackenzie et localisation des coupes étudiées, Caribou Hills (CaH1 et CaH2) et Coal Mine (CoMi).

## .1.1 Caribou Hills

### .1.1.1 Description générale

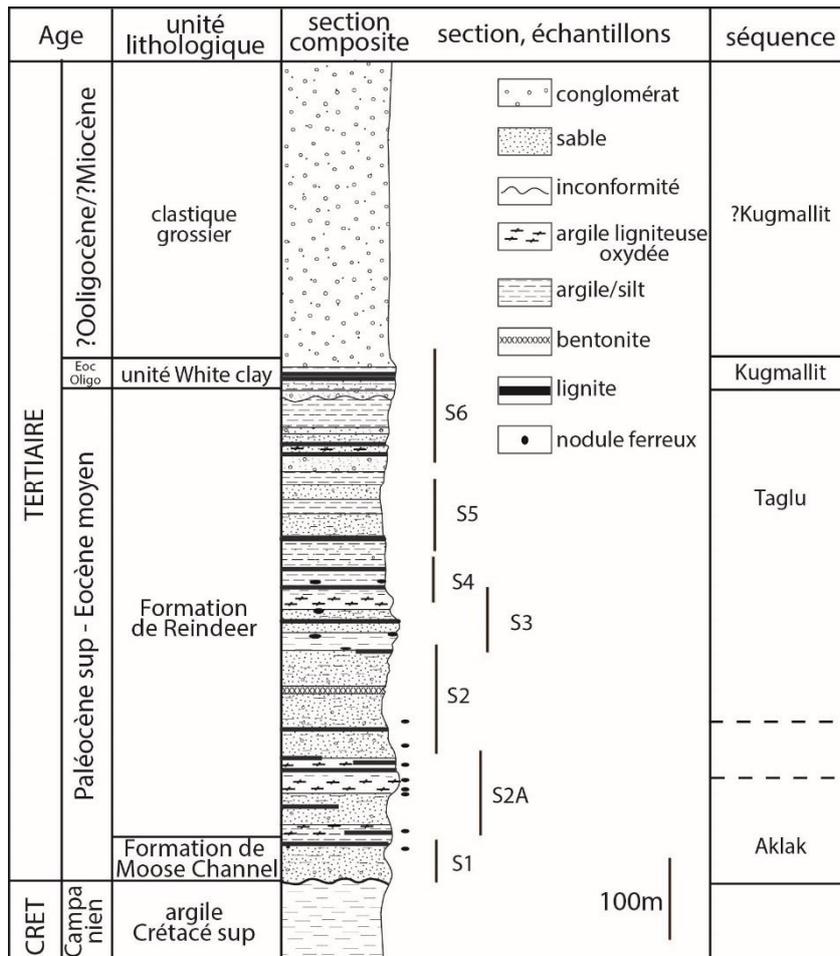
L’affleurement de Caribou Hills fait partie des rares zones proches du delta du Mackenzie où des sédiments d’âge Crétacé supérieur à Holocène sont exposés le long de la plaine côtière arctique. Ces sédiments affleurent rarement et sont en majorité reconnus en subsurface. L’affleurement de Caribou Hills longe sur 40 km la bordure est du delta actuel du Mackenzie. Des études antérieures ont permis d’attribuer à cet affleurement un âge Crétacé supérieur à Miocène d’après les études palynologiques. L’ensemble de l’affleurement de Caribou Hills

mesure environ 1200 m d'épaisseur dont environ 720 m de sédiments d'âge Paléocène-Eocène (Parsons, 2000). Les couches sédimentaires y présentent un faible pendage vers le Nord inférieur à 4° au contact Crétacé-Tertiaire et diminuant en montant dans la série (Price et al., 1980).

L'attention a été portée sur les coupes de Caribou Hills dans les années 60, lorsque l'exploration pétrolière a commencé dans la région de la Mer de Beaufort-Mackenzie. Le fait qu'il y ait peu d'affleurement d'âge Cénozoïque dans la région du delta du Mackenzie, donne un intérêt particulier aux affleurements de Caribou Hills. En effet, ces derniers apportent une base biostratigraphique plus fine que les puits où les enregistrements sont dépendants des cuttings dont la position stratigraphique est parfois imprécise. Les premières études stratigraphiques et biostratigraphiques des affleurements de Caribou Hills ont été réalisées par Mountjoy (1967) et Doerenkamp et al. (1976). En 1980, Ioannides et McIntyre publient une évaluation préliminaire des palynomorphes terrestres et marins d'âge Campanien à Paléogène de Caribou Hills en parallèle de l'étude stratigraphique de Price et al. (1980).

La définition des formations composant la coupe de Caribou Hills a évolué à plusieurs reprises pendant les 50 dernières années. En 1967, Mountjoy attribue le premier le nom de Formation de Reindeer à l'ensemble de la section Tertiaire de Caribou Hills et la définit comme la coupe type de la formation. Plus tard, Young et al. (1976) et Young (1978) excluent l'unité grossière supérieure de la Formation de Reindeer et l'attribuent à la Formation néogène de Beaufort. Par la suite, Price et al. (1980) incluent l'unité inférieure tertiaire dans la Formation de Moose Channel d'âge Paléocène et suggèrent que la partie argileuse supérieure de cette unité peut être corrélée avec le Membre de Ministicooq. Leur interprétation divise la séquence tertiaire en quatre unités : unité basale grossière appartenant à la Formation de Moose Channel (64 m), une unité composée d'argiles, silt, sables, conglomérat et lignite constituant la Formation de Reindeer (657 m), l'unité de White Clay (40 m) et une unité supérieure constituée de graviers, conglomérat et quelques lentilles d'argile blanche (439 m) attribuée à la Formation de Beaufort (Price et al., 1980). En 1992, Dixon et al., attribuent le Membre de Ministicooq de la Formation de Moose Channel et la Formation de Reindeer à la séquence d'Aklak de la superséquence de Reindeer et considèrent un âge Paléocène supérieur à Eocène inférieur. Ils suggèrent un âge Oligocène pour l'unité de White Clay et l'attribuent à la séquence de Kugmallit. L'unité grossière supérieure est considérée comme appartenant à la séquence de Kugmallit ou à la Formation de Beaufort estimée d'âge Miocène à Pliocène. Enfin, Parsons (2000) reconnaît une quatrième séquence dans le Paléogène d'après son étude biostratigraphique, la séquence de Taglu d'âge Eocène inférieur à Eocène moyen.

La Figure 2.2 représente sur un log l'ensemble de l'affleurement et des coupes étudiées le long de cet affleurement.



**Figure 2.2.** Log composite de l’affleurement de Caribou Hills avec la localisation des différentes coupes (S1 à S6) et échantillons (points noirs) étudiés depuis les années 80 (modifié d’après Parsons, 2000).

En résumé, sur l’affleurement de Caribou Hills, les argiles d’âge Crétacé supérieur (Campanien) sont séparées des couches tertiaires par une discordance. Au-dessus des sédiments d’âge Tertiaire se trouvent des dépôts superficiels pléistocènes. Une discontinuité sépare les sédiments d’âge Paléocène supérieur-Eocène moyen des sédiments d’âge Eocène supérieur-Oligocène. Les sédiments d’âge Cénozoïque sont attribués à trois ou potentiellement quatre des douze séquences définies dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie. Les séquences d’Aklak et Taglu sont reconnues par les données biostratigraphiques (foraminifères et palynomorphes ; Ioannides et McIntyre, 1980 ; Parsons, 2000). Les séquences de Kugmallit et d’Aperk sont probablement présentes mais leur reconnaissance n’a jamais été clairement formalisée.

Les sédiments paléogènes constituent des séries de dépôts de plaine deltaïque constitués de sables et graviers non consolidés entrecoupés d’horizons argileux et de lits ligniteux (Price et al., 1980).

Les sédiments d’âge Paléocène à Eocène moyen sont attribués au Membre de Ministicoog de la Formation de Moose Channel et aux séquences d’Aklak et Taglu de la Formation de Reindeer. Ces sédiments sont recouverts en discordance par une unité argileuse (l’unité de White Clay) considérée par Dixon et al., (1992) comme étant un équivalent possible à la séquence de Kugmallit d’âge Oligocène. Cette unité est elle-même recouverte par des

conglomérats appartenant à la séquence de Kugmallit ou à la séquence de Iperk d'âge Plio-Pléistocène.

Les assemblages de palynomorphes suggèrent des variations rapides entre environnement marin et terrestre. Ceci reflète les interactions complexes entre les processus opérant dans un environnement de plaine deltaïque en raison de la migration locale des chenaux et des dépôts associés, et des transgressions et régressions successives liées aux variations eustatiques et/ou à des contrôles tectoniques.

## .1.1.2 Sections étudiées

### .1.1.2.1 Localisation

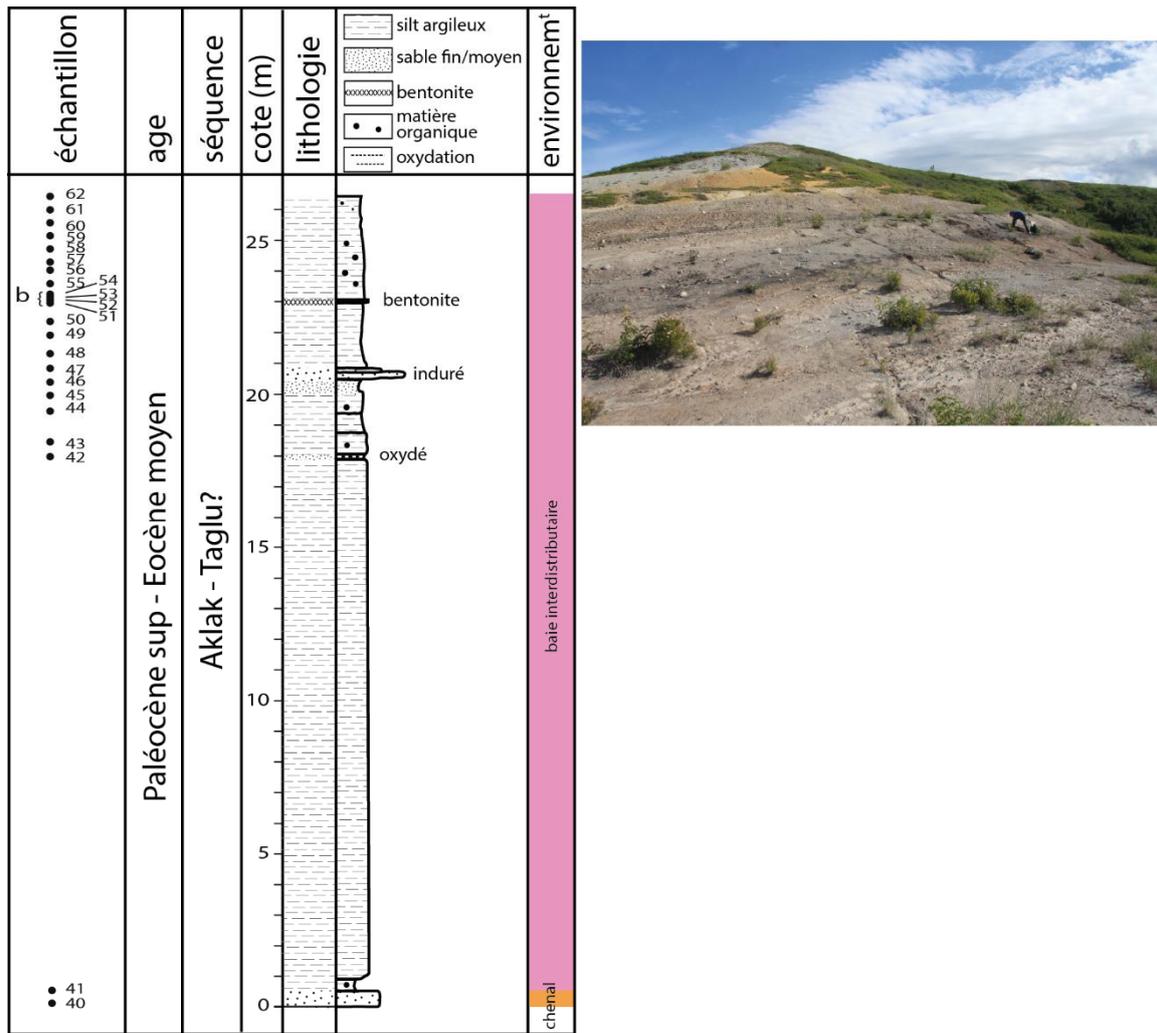
Deux coupes de l'affleurement de Caribou Hills ont été étudiées durant ces travaux de thèse CaH1 et CaH2. Leurs coordonnées respectives sont 68° 44'38", 134° 13'57" (CaH1), 68° 38'29" et 134° 03'58" (CaH2). Ces coupes appartiennent à la Formation Reindeer (subdivisée en séquences de Aklak et de Taglu), datée du Paléocène à l'Eocène moyen. Les coupes Caribou Hills sont séparées stratigraphiquement par environ 400 m, d'après une estimation basée sur la distance entre les deux zones d'affleurement (12 km) et du pendage maximum (4°) des séries. La coupe CaH1 se situe stratigraphiquement en-dessous de la coupe CaH2.

### .1.1.2.2 Séquence

D'après l'étude réalisée par Parsons (2000), on peut estimer que les deux portions de coupe CaH appartiennent à la séquence de Taglu en se référant par rapport à un niveau de bentonite, qui se situe au sommet de la coupe CaH1. La coupe CaH1 correspondrait à la section S2 de Parsons et la coupe CaH2 à la section S6 (Fig. 2.2). La séquence de Taglu, datée de l'Eocène inférieur à moyen, a été largement reconnue dans les forages de la mer de Beaufort. En revanche, très peu d'affleurements de la séquence de Taglu sont signalés dans le delta de Mackenzie, celle-ci ayant été fortement érodée notamment à l'Ouest du delta (Dixon, 1996). Sous la zone externe du delta, la séquence de Taglu peut atteindre 3000 m d'épaisseur.

### .1.1.2.3 Coupe CaH1

La coupe CaH1 mesure 26 m d'épaisseur et 22 échantillons y ont été prélevés (Fig. 2.3). Sur cette coupe, la succession de sédiments correspond à un niveau de grès au-dessus duquel se trouvent des dépôts argilo-silteux parfois entrecoupés de sables fins. Un niveau de sable moyen se situe vers 21 m. Au-dessus de celui-ci, on retrouve à nouveau des dépôts argilo-silteux et un niveau orangé de bentonite. Des niveaux de bentonites ont été retrouvés sur les îles d'Ellesmere et ont été datés à 52,6 Ma ± 1,9 Ma par Reinhardt et al. (2013). L'origine de ces niveaux de bentonites est associée à l'activité volcanique explosive lors de l'ouverture de la Baie de Baffin/Mer du Labrador et du Bassin Eurasien au Paléocène et Eocène inférieur. Le niveau de grès à la base de la section peut correspondre à un dépôt de chenal. Les dépôts argilo-silteux correspondent à un environnement de baie interdistributaire avec la mise en place d'une végétation plus ou moins dense marquée par les niveaux plus riches en matière organique. Les niveaux de sables peuvent correspondre à des dépôts de crevasse-splay.

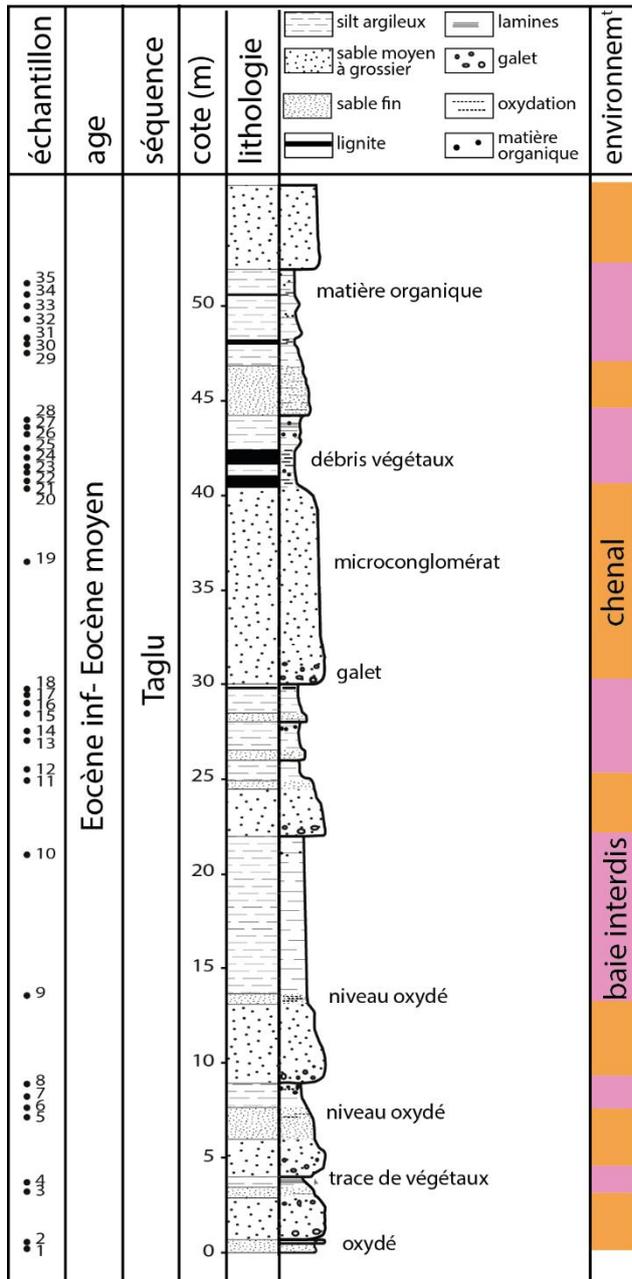


**Figure 2.3.** Log sédimentaire de la coupe CaH1. Les couleurs représentent l'environnement de dépôt, en rose : baie interdistributaire, en orange : chenal. b : bentonite.

#### .1.1.2.4 Coupe CaH2

La coupe CaH2 mesure environ 50 m d'épaisseur le long desquels 35 échantillons ont été prélevés (Fig. 2.4).

Sur cette coupe, la succession de sédiments est constituée d'alternance de sables moyens à grossiers contenant parfois des petits galets millimétriques, des sables fins puis des silts argileux parfois riches en matière organique sous forme de débris végétaux. Vers 40 m se situent des niveaux de lignites dans lesquels on retrouve des traces de végétaux au-dessus d'un niveau de sables fins clair. Ces successions forment des séquences granodécroissantes et peuvent être interprétées comme des dépôts de chenaux, levées et baie interdistributaire avec la mise en place localisées de dépôts de marécages riches en matière organique. Quelques niveaux de sables fins se trouvent intercalés au sein de silt argileux. Ceux-ci indiquent des dépôts de crevasse-splay. Ces successions peuvent ainsi correspondre à des avulsions de chenaux dans la plaine deltaïque.



CaH 25



CaH 9



**Figure 2.4.** Log sédimentaire de la coupe CaH2. en rose : baie interdistributaire, en orange : chenal.

## .1.2 Coal Mine

### .1.2.1 Description générale

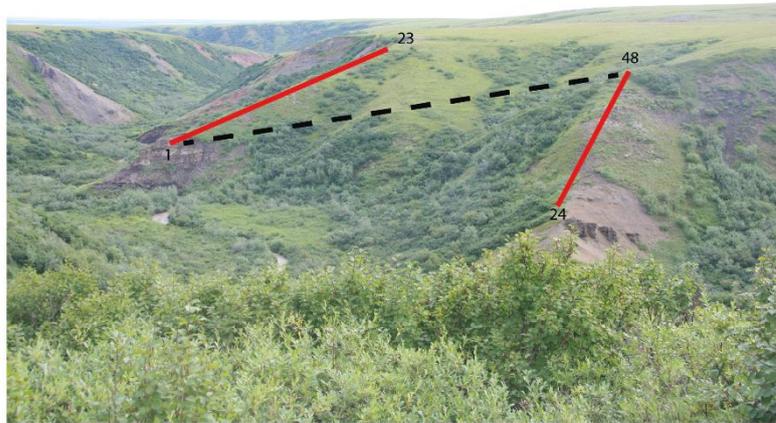
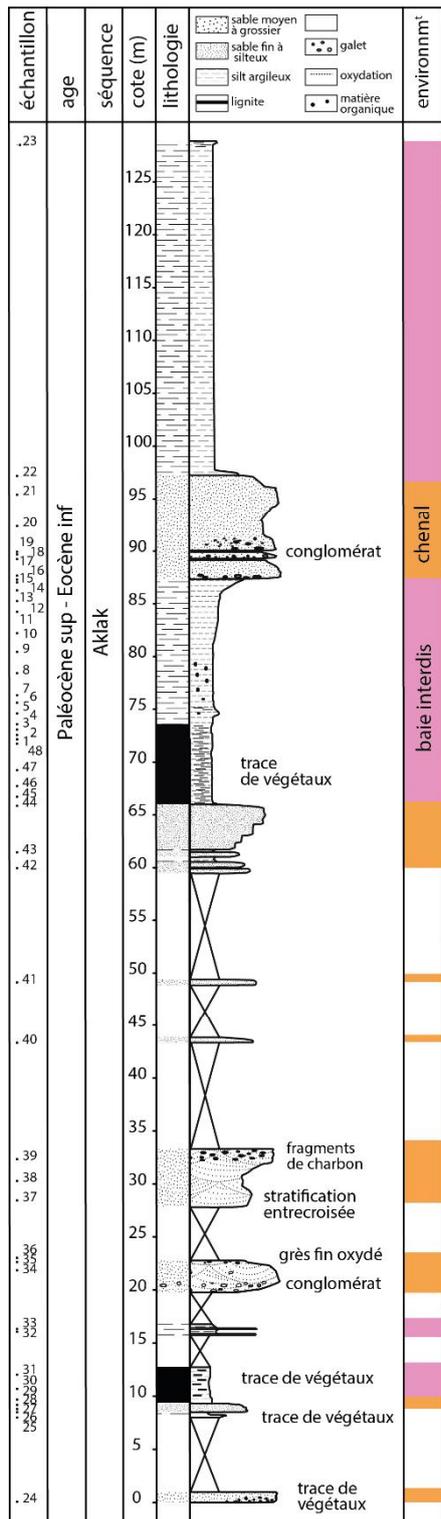
L'affleurement de Coal Mine est situé au niveau de la rivière Aklak qui se déverse dans le lac de Coal Mine, sur la bordure Ouest du delta actuel du Mackenzie. Cet affleurement, de coordonnées 68° 40'59", 136° 21'128", correspond à la coupe type de la séquence d'Aklak (Young, 1975). Cette séquence est observée dans deux autres localisations à l'Ouest du delta de Mackenzie : au niveau de la rivière Eagle et dans la partie axiale du synclinale de l'anse de Deep Creek.

L'étude des assemblages palynologiques par plusieurs auteurs (Brideaux et Fisher, 1976 ; Mountjoy 1976) permet d'attribuer un âge Maastrichtien à Paléocène. McNeil (1989, 1997) réexamine l'âge de la séquence Aklak et lui attribue un âge Paléocène-Eocène inférieur. La séquence d'Aklak est observée sur plusieurs forages où elle peut atteindre une épaisseur de 2700 m sous la partie est de la baie de Mackenzie. Selon des données de sismique-réflexion, la séquence d'Aklak peut atteindre 5000 m sous la partie Ouest de la Mer de Beaufort (Dixon, 1996). On retrouve également des niveaux de charbon, dont une partie a été exploitée, mais qui ne sont généralement pas considérés comme étant économiquement viable dû aux difficultés d'accès sur zone.

### .1.2.2 Coupe CoMi

La coupe CoMi mesure environ 127 m d'épaisseur et 48 échantillons y ont été prélevés (Fig 2.5). Les couches de cet affleurement présentent un pendage de 25° vers le Nord-Est (Young, 1970).

Cette coupe est caractérisée par des unités alternantes de conglomérat, grès à stratifications entrecroisées, sable, silt argileux et lignite qui suggèrent des faciès fluviaux et de plaine deltaïque avec la mise en place de marécages. Quelques niveaux grossiers au sein des dépôts silto-argileux de plaine deltaïques correspondent probablement à des dépôts de crevasse-splay. Les limites latérales et supérieures de la coupe de référence de la séquence d'Aklak sont définies par des changements de faciès vers des faciès dominés par des argiles ou à caractère marin. Les grès prédominent et varient de friables à consolidés à la fois sur les affleurements et en subsurface. Le Membre d'Aklak contient une flore et microflore relativement abondante.



**Figure 2.5.** Gauche : log sédimentaire de la coupe de Coal Mine (CoMi). Droite : photo de l'affleurement en deux sections (trait rouge, le numéro des échantillons est indiqué à la base et au sommet de chaque section).

## .2 Les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie

---

### .2.1 Description générale

La mer de Beaufort-Mackenzie a fait l'objet de nombreuses campagnes de forage depuis les années 60 du fait de son potentiel pétrolier. L'intérêt grandissant pour le Bassin de Beaufort-Mackenzie, a permis d'acquérir un grand nombre de lignes sismiques et de données de forages. Ces données ont permis une meilleure compréhension du bassin, la définition des séquences stratigraphiques et l'établissement d'une charte biostratigraphique. Le pétrole et le gaz sont les ressources à intérêt économique trouvées majoritairement dans le bassin avec plus de 50 découvertes.

Plusieurs forages du Bassin Beaufort-Mackenzie ont été sélectionnés dans le cadre de ces travaux de thèse et de ceux de Chloé Le Gouche (Université de Rennes ó Total) dans le but d'obtenir un recouvrement le plus continu possible des périodes Paléocène et Eocène et d'obtenir une continuité latérale le long de profils proximaux-distaux dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie. La sélection des forages et des zones échantillonnées est basée sur une réévaluation en 2012 par Bujak des âges déterminés par l'étude biostratigraphique depuis les années 80.

Les portions carottées de 8 puits ont été décrites au Geological Survey of Canada à Calgary. Au total, 285 m de log sédimentaire ont été levés pour ces 8 puits (Adlartok P-09, Amerk O-09, Ellice O-14, Mallik A-06, Reindeer D-27, Taglu G-33, Titalik K-26, Toapolok O-54) en collaboration avec Chloé Le Gouche, Cécile Robin et Johann Schnyder. Six des 8 forages ont été échantillonnés (Adlartok P-09, AmerkO-09, Reindeer D-27, Taglu G-33, Titalik K-26 et Toapolok O-54) : plus de 200 échantillons ont été prélevés dont 20 sur carottes et 180 sur cuttings. Le Tableau 2.1 résume les informations issues de rapports pétroliers non-publiés relatifs à chaque forage. La Figure 2.6 indique la position de chaque forage.

Forage	Année	Coordonnées	Profondeur	Age	Echantillons
Reindeer D27	1965	69°10'N 134°30'W	3800 m	Pléistocène à Crétacé inférieur	80
Ellice O-14	1970	69°03'56''N 135°48'16''W	2900 m	Quaternaire à Crétacé supérieur	non
Taglu G-33	1971	69°22'17''N 134°53'36W	3000 m	Pléistocène au Crétacé supérieur	16
Mallik A-06	1972	69°25'01''N 134°30'16''W	4100 m	jusqu'à la base de l'Eocène moyen	non
Titalik K-26	1972	69°05'30''N 135°06'15''W	3800 m	Pléistocène au Crétacé inférieur	4
Toapolok O-54	1974	69°13'57''N 134°58'30''W	3000 m	Tertiaire	21
Amerk O-09	1984	69.58'565N 133.30'505W	4800 m	Holocène à Eocène	47
Adlartok P-09	1985	69°38'52N 137°45'28W	2600 m	Pliocène à Paléocène	36

Tableau 2.1. Liste et informations complémentaires des forages étudiés.

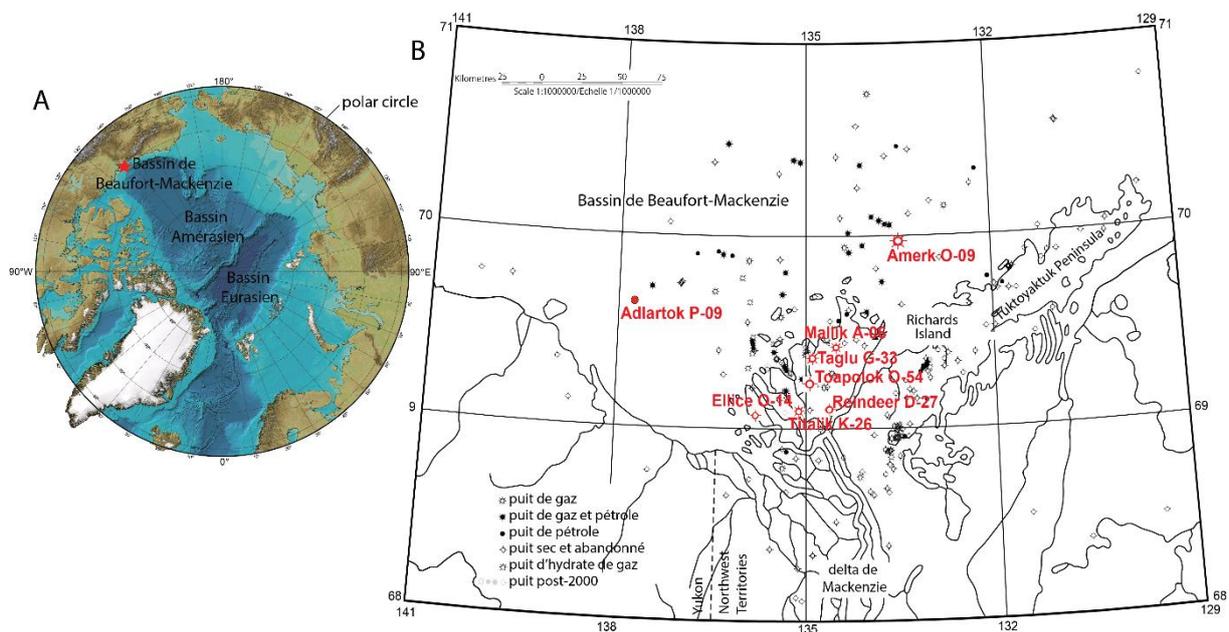


Figure 2.6. A : position du delta de Mackenzie. B : carte de localisation des forages réalisés dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie depuis les années 60. En rouge, position des forages étudiés (modifié d'après Issler, 2012).

## .2.2 Modèle de dépôt

La description des carottes au Geological Survey of Canada à Calgary a permis de définir différents faciès par l'observation des lithologies, de la granulométrie, des structures sédimentaires et des traces de bioturbation. La description des faciès et des associations de faciès a permis de définir un modèle de dépôt, réalisé par Chloé Le Gouche.

Au total, 21 faciès ont ainsi été définis (Tableau 2.2). Cinq associations de faciès ont été déterminées correspondant chacune à des environnements de dépôts sédimentaires différents (Fig. 2.7) : les environnements de plaine deltaïque comprenant les chenaux et les baies interdistributaires, les environnements de front de delta proximal, les environnements de front de delta distal et les environnements de prodelta.

lithofaciès	description générale	lithologie	structure sédimentaire	bioturbation	elements	processus hydrodynamique	environnement de dépôt
F0	argile riche en MO	argile			charbon brillant	courant proximal de faible énergie	plaine deltaïque subaquatique
F1	argile silteuse	argile silteuse	principalement sans structure, qq terriers et légèrement laminé		rare débris organique	courant de faible énergie	front de delta distal à prodelta et baie interdistribuaire
F2a	débris flow clastes homogènes portés par des argiles	matrice d'argile à argile silteuse	graviers flottants		graviers gris clair subronds homogènes	pente de front de delta déstabilisation par forte énergie épisodique (cruie)	front de delta distal à prodelta
F2b	débris flow clastes hétérogènes portés par des argiles	matrice d'argile à argile silteuse	graviers flottants et localement intercalé de sable fin		graviers gris à foncés subronds homogènes	penches de front de delta déstabilisation par forte énergie épisodique (cruie)	front de delta distal à prodelta
F2c	silt laminé slumpé quelques galets flottants	matrice silteuse laminée	grès fin laminé à convoluted figure de charge		galets flottants silteux à sableux lits de sidérite	penches de front de delta déstabilisation par forte énergie épisodique (cruie)	front de delta distal slumpé à prodelta
F2d	grès hétérolithique slumpé	silt et grès			graviers et galets d'argile subronds hétérogènes	pente de front de delta déstabilisation par forte énergie épisodique (cruie)	front de delta distal slumpé à prodelta
F2e	grès à drapage argileux slumpé	grès fin à silt	slump			pente de front de delta déstabilisation par forte énergie épisodique (cruie)	front de delta slumpé
F2f	grès à convolutes	grès moyen à silt	convolutes (stratification lenticulaire et en flaser, drapage argileux) figure de charge		rare graviers d'argile et organique imprégnation de sidérite	épisode de courant de forte énergie (apports fluviaux)	stratification à convolute, front de delta distale à prodelta
F3a	grès silteux hétérolithique	faciès hétérolithique	laminations planes millimétriques		graviers isolés	alternance de courants de forte et faible énergie (apports fluviaux)	front de delta distal à prodelta
F3b	grès hétérolithique à influence tidale	faciès hétérolithique	litage en ride, flaser et de vague drapage argileux.		lits et nodules de sidérite	alternance de courants de forte et faible énergie (apports fluviaux)	front de delta proximal
F3c	grès hétérolithique à influence de tempête et tidale	faciès hétérolithique argile, silt et grès intercalée	stratifications entrecroisées en mameelon, litage oblique, creusement et érosion basale, pente de synthèse et figure de charge	légèrement à fortement bioturbé ichnofaciès Skolithos et Cruziana	lits de sidérite	alternance de courants de forte et faible énergie (apports fluviaux)	succession front de delta distale à front de delta proximal
F4a	silt massif	silt massif bien trié sans structure	localement légère lamination plane			courant de faible énergie	front de delta distal à prodelta
F4b	silt laminé	silt avec quelques lamines gréseuses	lenticille et stratification en flaser	rare terrier (Chondrites isp. et Planolites isp.) ichnofaciès Cruziana	lits de sidérite	courant de faible énergie épisode de cruie de petite échelle	front de delta distal à prodelta
Ff-m1	grès fin à moyen massif	grès massif fin à moyen	principalement sans structure, grès bien trié avec drapage argileux tidaux, rares lits de grès moyen à grossier	rare terrier de Skolithos isp. ichnofaciès Skolithos	rare injectée de sable, qq débris de plante et gravier isolé	courant proximal de forte énergie	succession de barres d'embouchure
Ff-m2	grès fin à moyen à lamines planes	grès fin à moyen	laminations planes soulignées par de la matière organique avec localement des basses creusées et drapage argileux tidaux	rare terrier de Skolithos isp. ichnofaciès Skolithos	rare petits graviers argileux et organiques	courant proximal de forte énergie	succession de barres d'embouchure
Ff-m3	grès fin à moyen à lamination oblique	grès fin à moyen	laminations à faible angle ou oblique soulignée par de la matière organique		graviers isolés	courant proximal de forte énergie migration latérale des structures	succession de barres d'embouchure
Ff-m4	grès fin à moyen à lamination entrecroisée	grès fin à moyen	stratification entrecroisée avec drapage argileux et localement en chevron		rare clastes organiques et argileux lits de sidérite	courant de forte énergie avec variation de la direction du courant	succession de barres d'embouchure
Fm-c1	grès moyen à grossier massif	grès moyen à grossier	grès bien trié principalement sans structure avec drapage argileux et localement en chevron		lentilles de charbon lits de graviers argileux et organiques	courant de forte énergie	remplissage de chenal
Fm-c2	grès moyen à grossier massif avec gravier et galet flottant	grès moyen à grossier galet flottant silteux à argileux débris organiques	localement laminé et lits de clastes organiques grossiers avec base nette ou érosive		graviers et galets argileux silteux et de sidérite	courant de forte énergie	remplissage de chenal et épisode de cruie en front de delta distal à prodelta
Fm-c3	grès moyen à grossier à lit croisé	grès moyen à grossier	litage oblique et stratification oblique souligné par de la matière organique avec base nette ou ravinée		rare clastes organiques et petits graviers argileux isolés	courant de forte à très forte énergie migration latérale des structures	remplissage de chenal
F7	galet	grès moyen à très grossier	base érosive		nombreux galets hétérogènes	courant de très forte énergie (rivière)	remplissage de chenal et épisode de cruie en front de delta distal à prodelta

Tableau 2.2. Liste et description des faciès observés en forage (C. Le Gouche).

Nom	association de faciès sédimentaires	environnement sédimentaire	processus hydrodynamique dominant
AF1	faciès à grain fin (F1, F2, F4a et F4b) avec localement faciès hétérolithique principalement silteux (F3a) et lits fins de sédiments grossiers (Fm-c1 et F7)	prodelta à offshore	
AF2a	succession sédimentaire granogrossissante depuis des faciès hétérolithiques (F3c, F3a et F3b) à des grès fins massifs sans structure (Ff-m1) avec localement laminations horizontales ou obliques (Ff-m2 et Ff-m3)	Front de delta distal	
AF2b	succession sédimentaire granogrossissante depuis des faciès hétérolithiques (F3b et F3c) à des grès fins massifs sans structure (Ff-m1) alternant avec des grès laminés horizontaux (Ff-m2) et des grès à convolutes (F2f) puis des grès à lamination oblique ((Ff-m3) et entrecroisée (Ff-m4) parfois recouvert de grès grossier (Fm-c1 et Fm-c2) a	Front de delta proximal	
AF3	succession sédimentaire granodécroissante de grès à galets à base érosive (F7) vers des grès grossiers massifs sans structure (Ff-m1) qui peuvent contenir des clastes argileux (Fm-c2) alternant avec des grès à lamination oblique (Fm-c3) avec au sommet des grès fins massifs (Ff-m1 parfois associés à des grès à laminations horizontales ou obliques (Ff-m2 et Ff-m3)	Chenal distributaire	
AF4	argile carbonée (F0)	Baie interdistributaire	

**Figure 2.7.** Modèle de dépôts utilisé pour l'étude des forages. D'après Le Gouche, 2017, thèse en cours.

L'étude du signal diagraphique des différents faciès carottés a permis d'étendre le modèle de dépôt sur l'ensemble des puits à partir des électrofaciès types de chaque environnement (Le Gouche et al., in prep.) (Fig. 2.8, 2.9, 2.10, 2.11 et 2.12.). De plus d'après l'étude des faciès C. Le Gouche a mis en évidence une influence tidale sur le delta de Mackenzie au cours du Paléocène-Eocène.

# Adlartok P-09

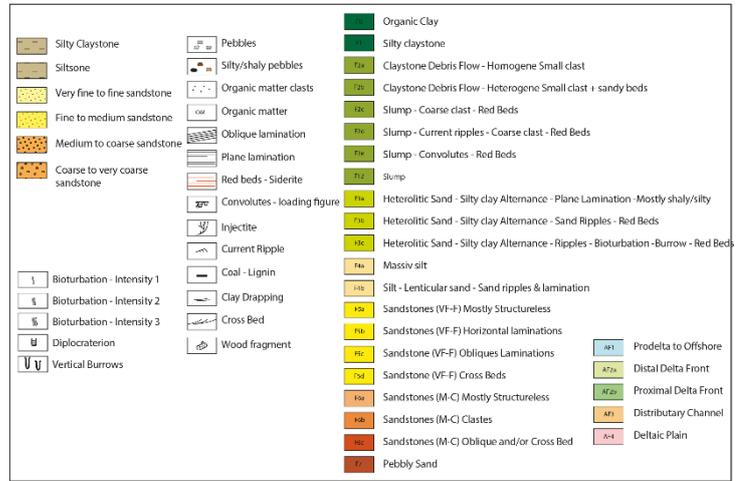
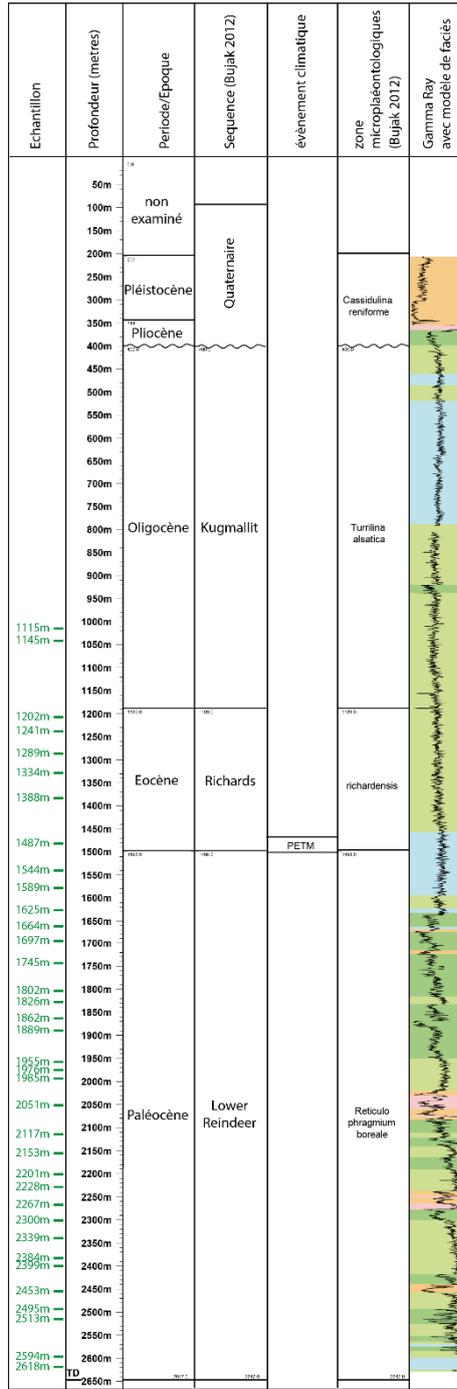
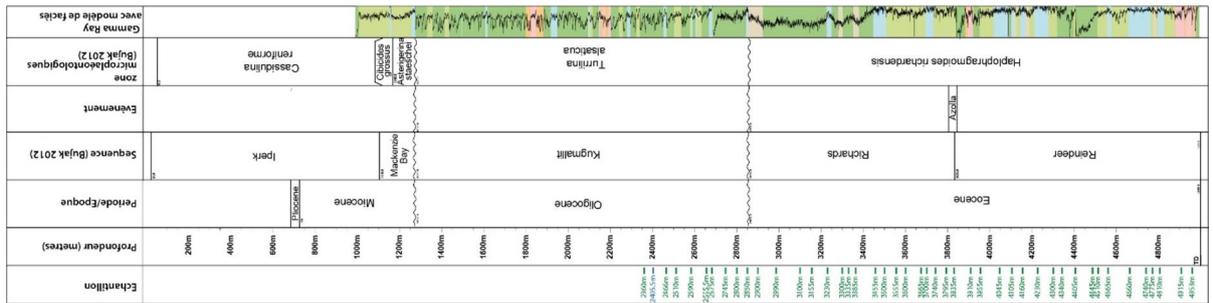
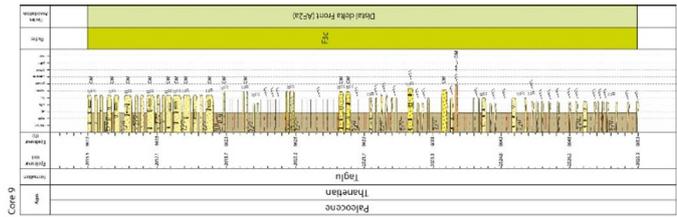
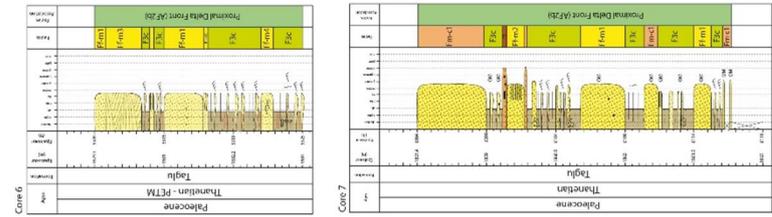
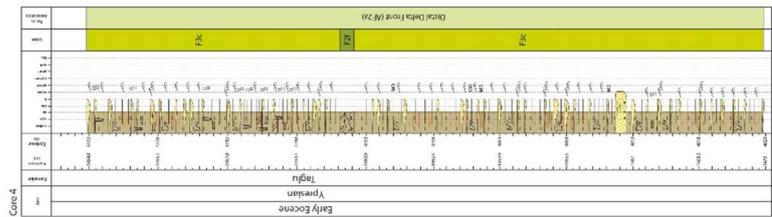
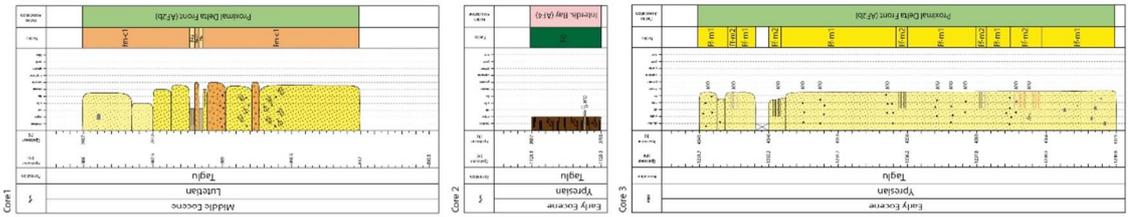
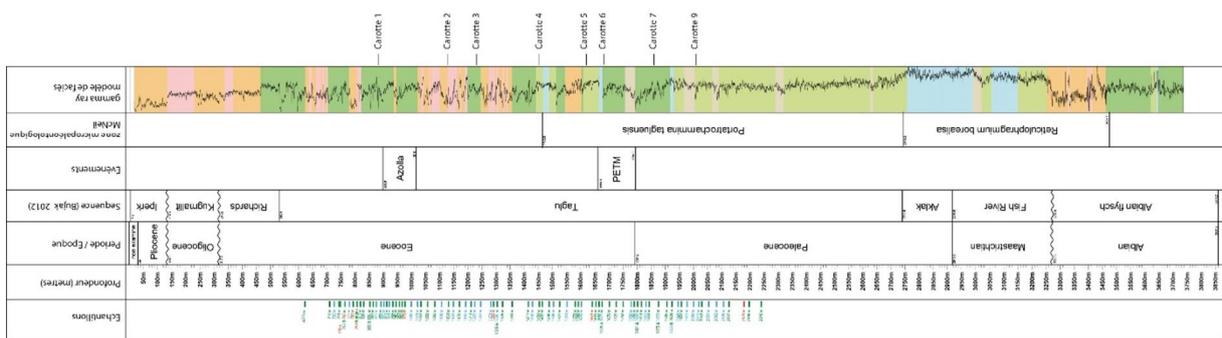


Fig. 2.8. Forage Adlartol P-09.

Amerk O-09



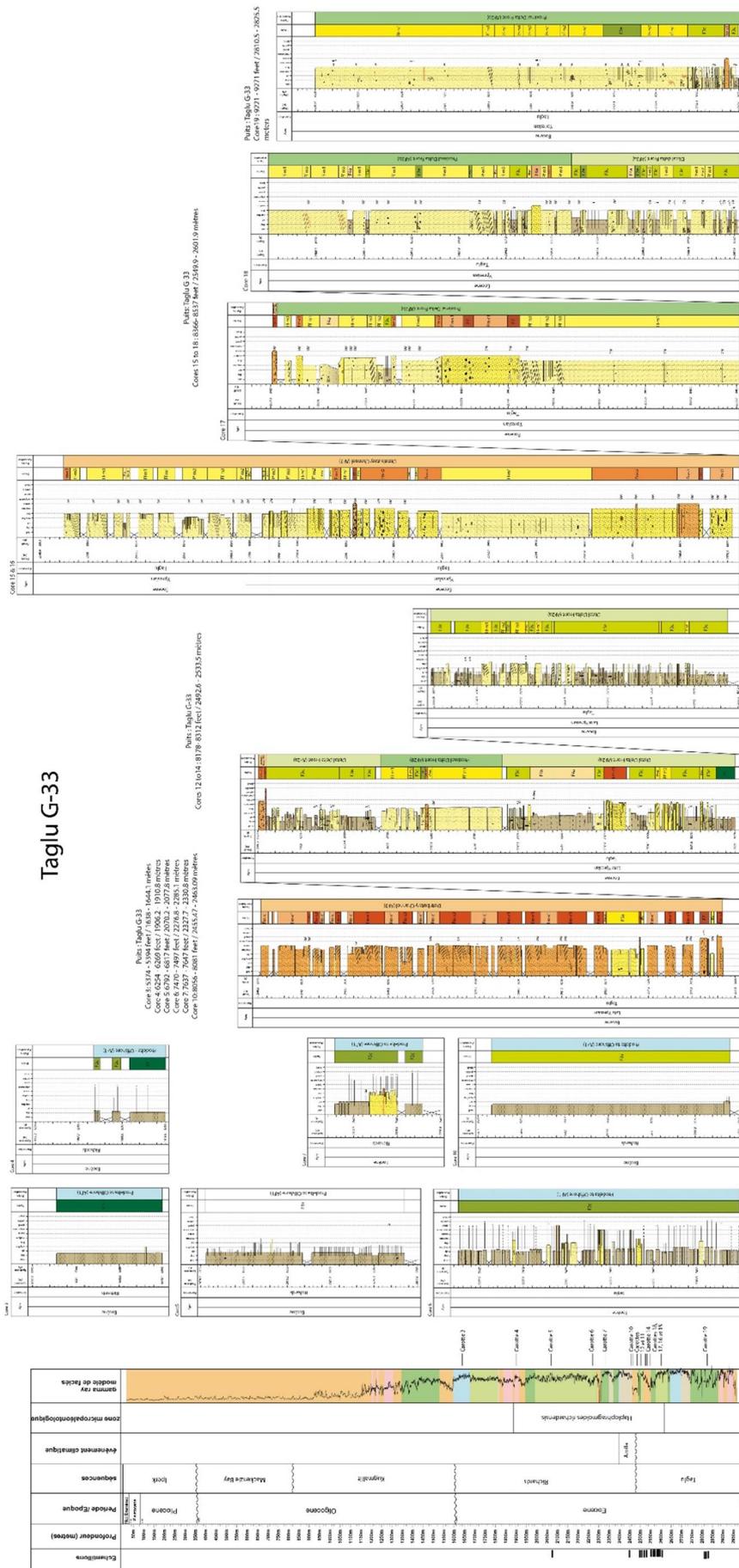
# Reindeer D-27



Pullis-Reindeer D-27  
 Core 5: 5310 - 5370 feet / 1618.5 - 1636.8 metres  
 Core 6: 5509 - 5525 feet / 1679.1 - 1684 metres  
 Core 7: 6094 - 6119 feet / 1857.4 - 1865 metres  
 Core 9: 6613 - 6653 feet / 2015.6 - 2026.3 metres

Pullis-Reindeer D-27  
 Core 1: 2907 - 2952 feet / 886 - 900 metres  
 Core 2: 3697 - 3705 feet / 1126.8 - 1129.3 metres  
 Core 3: 4041 - 4071 feet / 1231.7 - 1240.8 metres  
 Core 4: 4773 - 4823 feet / 1454.8 - 1470.4 metres

Fig. 2.10. Forage Reindeer D-27.



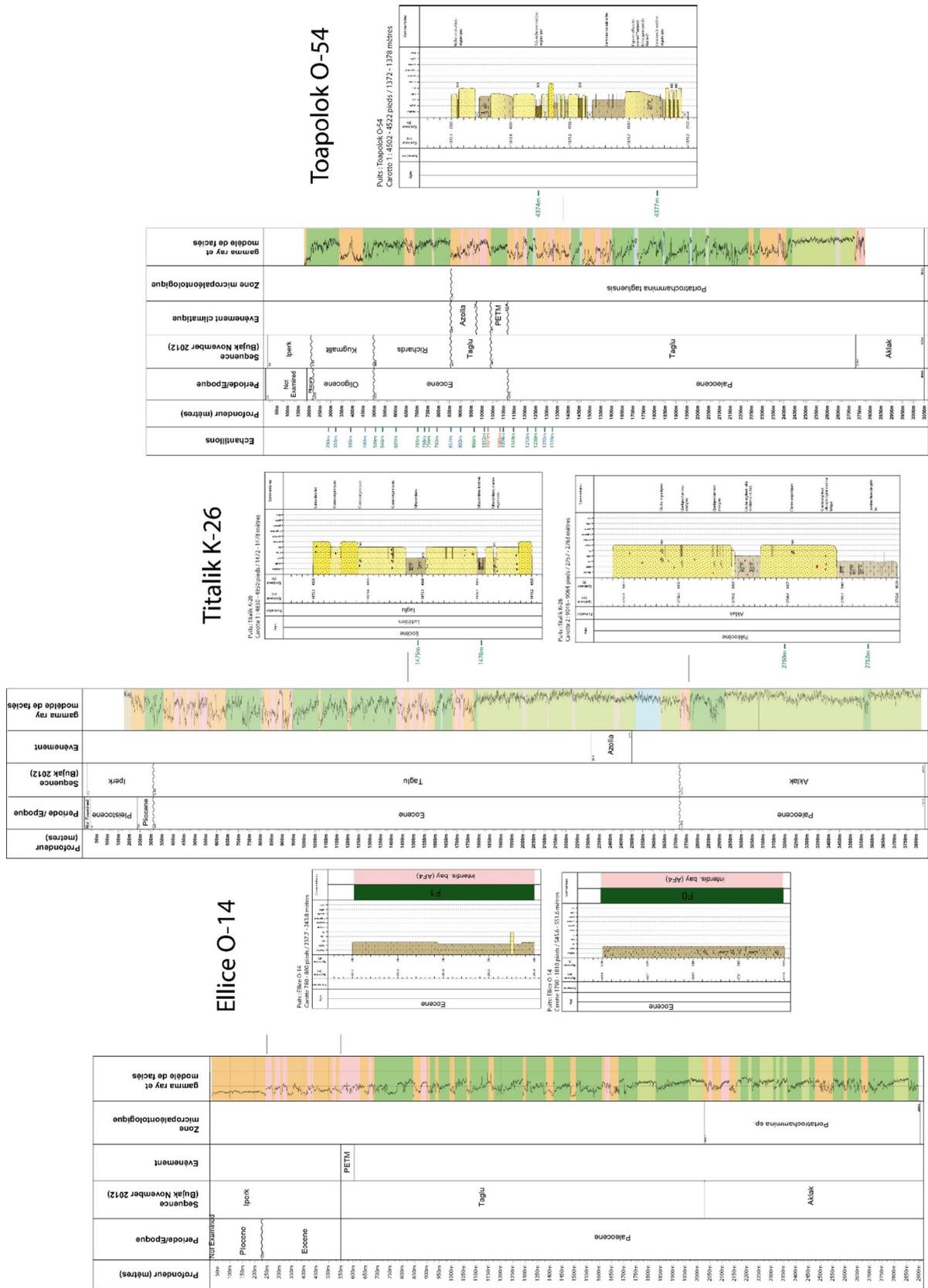
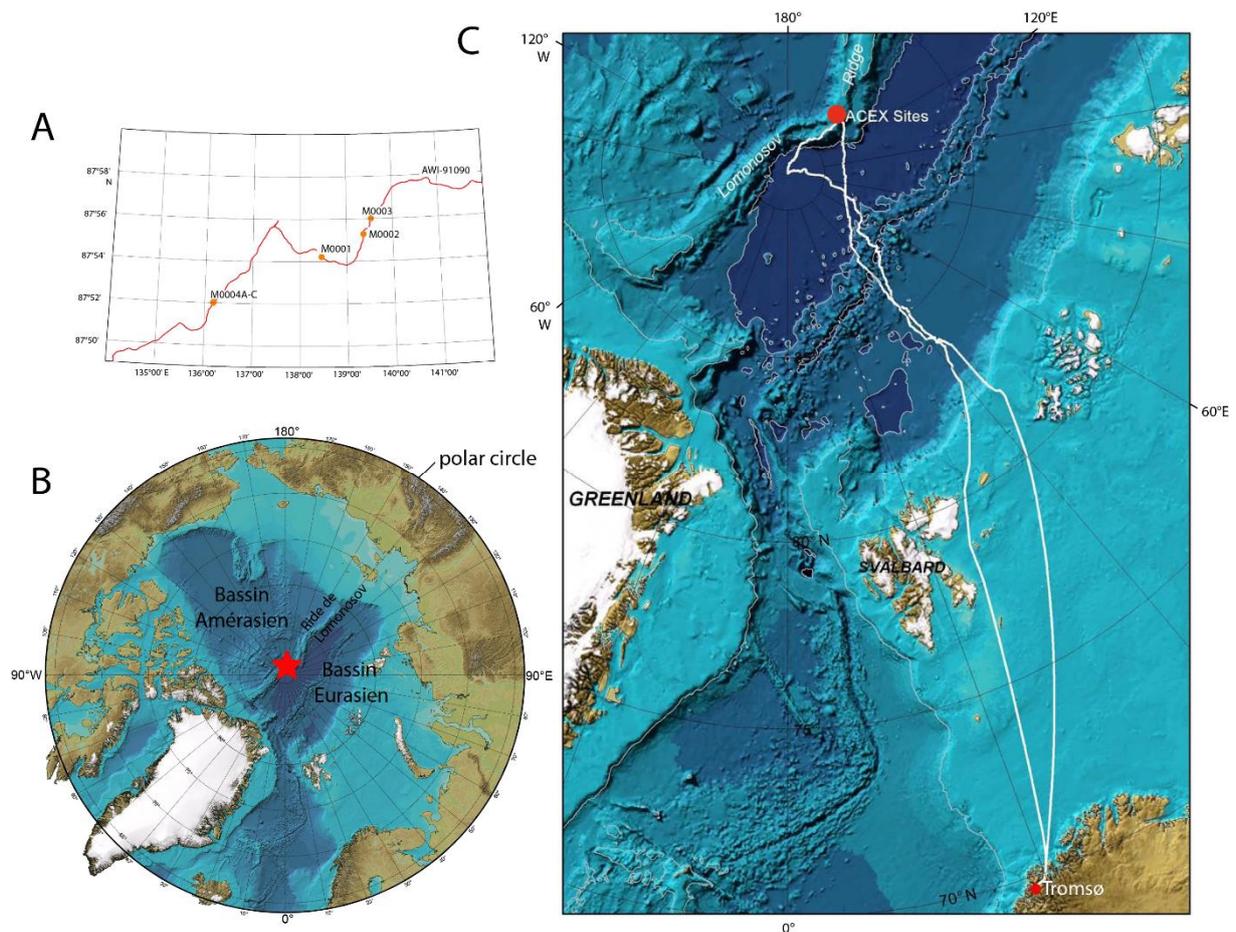


Fig. 2.12. Forage Ellice O-14, Titalik K-26 et Toapolok O-54.

### 3 Le forage centre Arctique IODP 302 ACEX.

L'expédition IODP-302 ACEX (Arctic Coring Expedition, Fig. 2.13) en 2004 a permis de récupérer la première séquence sédimentaire cénozoïque au cœur de l'Océan Arctique. Les événements climatiques du Paléogène tels que le PETM, l'ETM2, l'évènement Azolla, sont enregistrés par ce forage exceptionnel (Moran et al., 2006 ; Sluij et al., 2008 ; Backman et al. 2009).



**Figure 2.13.** Localisation du forage IODP 302 ACEX sur la ride de Lomonosov. A, localisation des différents sites de forages le long de la ride (Backman et al., 2006). B : localisation de la ride de Lomonosov dans le Bassin Arctique et C : trajet de la mission IODP 302 jusqu'au lieu de forage ACEX.

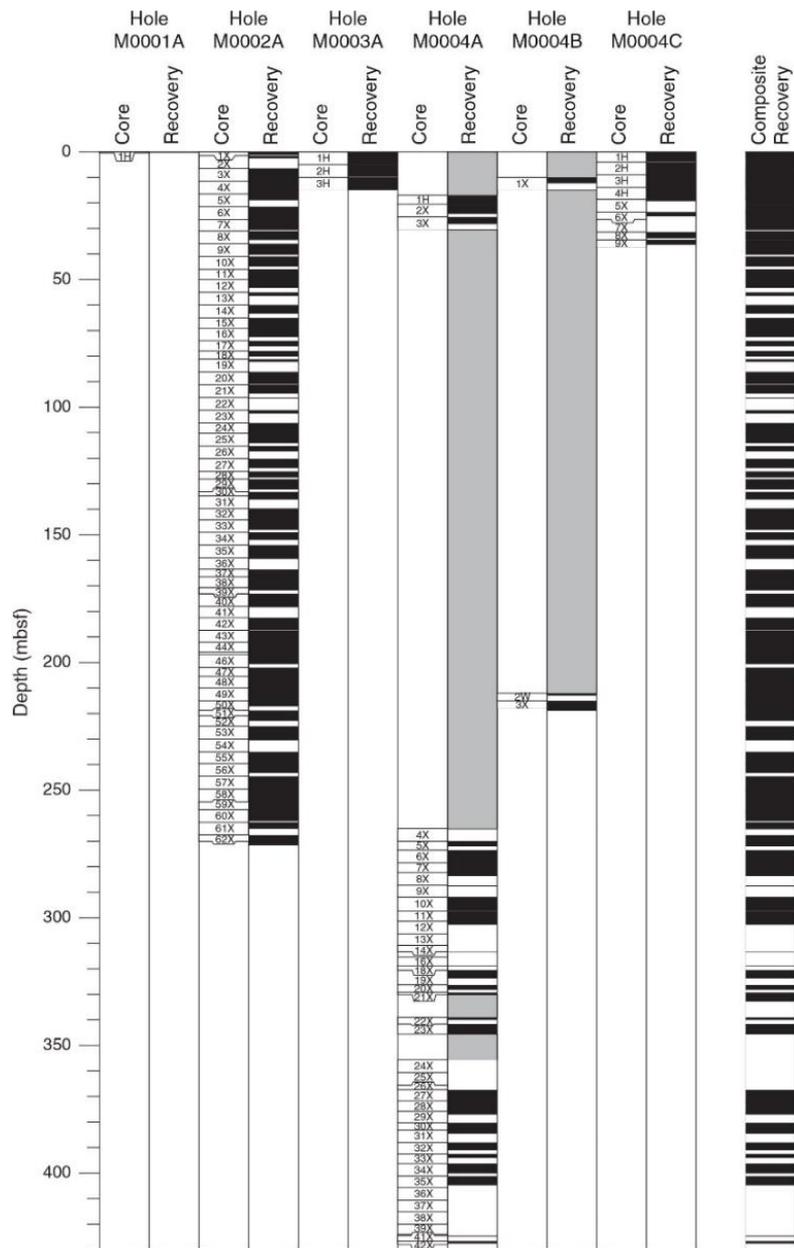
### .3.1 Campagne de forage IODP-302 ACEX

Quatre sites ont été forés lors de la campagne de forage ACEX entre 87°52'N et 87°55'N situés à moins de 16 km sur une unique ligne sismique AWI-91090 acquise 1991 (Fütterer, 1992) sur la crête de la ride de Lomonosov où 450 m de sédiments cénozoïques étaient estimés se trouver d'après les interprétations sismiques (Fig. 2.13). Le site M0001 a été abandonné après la perte de l'assemblage de fond du forage. Le site M0003 n'a pas permis de récupérer une grande portion de sédiments à cause des conditions climatiques et de la présence de glace. Aux sites M0002 et M0004, une pénétration plus profonde a pu être réalisée. Ces deux sites sont interprétés comme un unique forage grâce à la correspondance en stratigraphie sismique entre eux. Le site M0002 a permis de récupérer 270 m de sédiments sous l'interface eau/sédiments. Le site M0004 a permis de récupérer les sédiments d'âge Paléocène. Un total de 495,47 m ont été forés dont 339,06 m ont été récupérés avec un taux de récupération de 68,4%. La profondeur atteinte par l'ensemble des forages est de 428 m sous le plancher de la mer (Fig. 2.14).

### .3.2 Description du forage IODP-302 ACEX

Les sédiments récupérés ont été divisés en 4 unités lithologiques sur la base des variations de couleur, texture et composition, à partir des données de diffraction des rayons X et de contenu en carbone organique (Backman et al., 2008). Les Unités 1,3 et 4 sont dominées par des sédiments siliciclastiques, l'Unité 2 par des composants biogéniques. L'Unité 1 est subdivisée en 6 sous-Unités distinguées principalement par changements de couleurs, texture et composition incluant le TOC. Ces séquences vont du Crétacé au Quaternaire et correspondent à des environnements peu profonds à marins profonds.

L'Unité 1 est terrigène argilo-silteuse avec quelques carbonates biogéniques. Elle est datée du milieu de l'Éocène au Quaternaire. L'Unité 2 est composée d'argile noire à contenu biogénique important (principalement des diatomées). Elle est datée du milieu de l'Éocène. L'Unité 3 est laminée avec des argiles noires évoluant vers une lithologie argilo-silteuse verdâtre foncée. Elle est datée du Paléocène supérieur à la fin de l'Éocène. L'Unité 4 a une lithologie argileuse verdâtre foncée. Elle est datée du Crétacé supérieur. L'âge des Unités a été déterminé en couplant la biostratigraphie (kystes de doniflagellés) au paléomagnétisme (Backman et al., 2005).



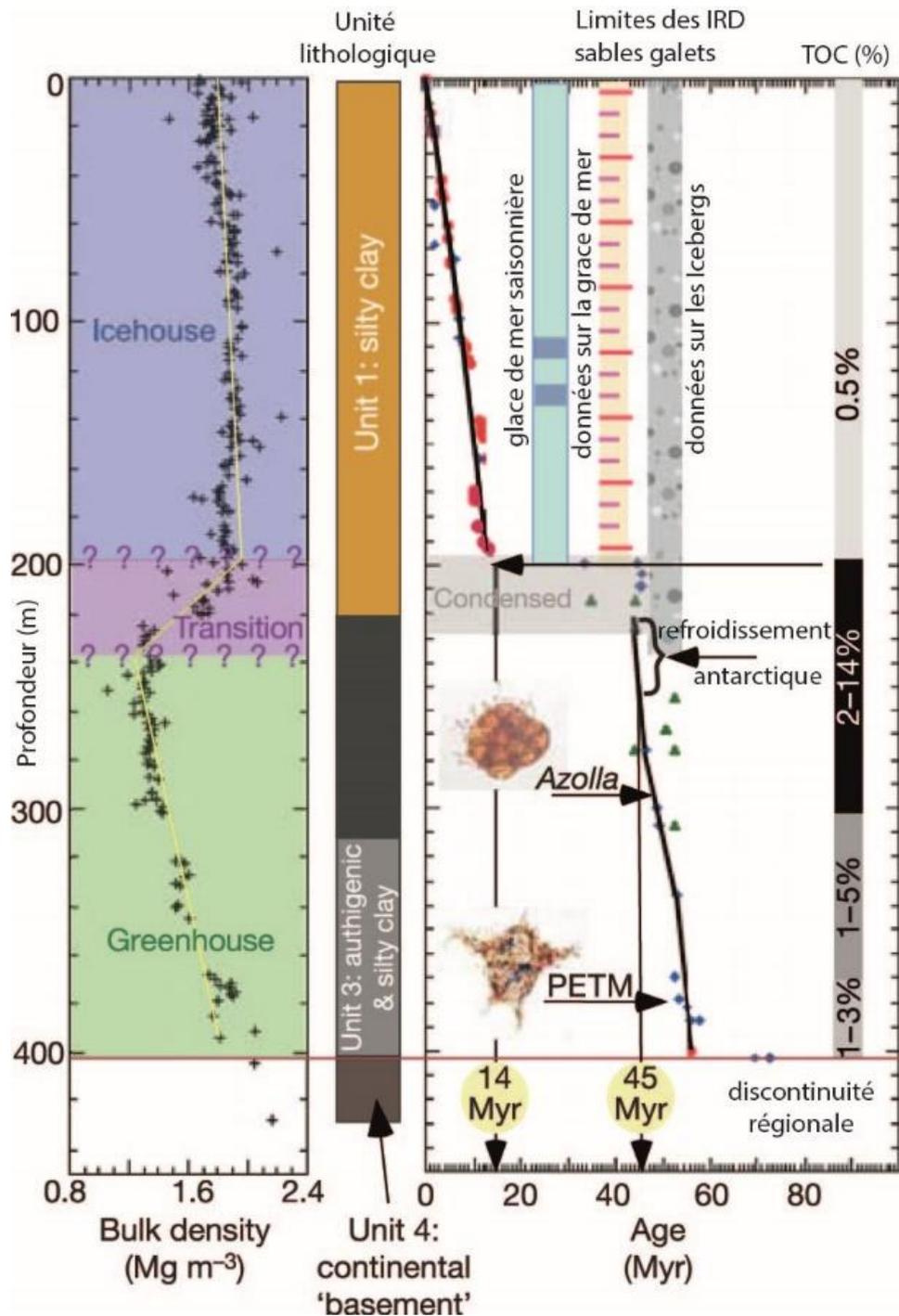
**Figure 2.14.** Diagramme résumant le recouvrement des différentes carottes forées lors de l'expédition 302. En noir : carottes récupérées, en blanc : pas de carotte, en gris : intervalles lessivés (d'après Backman, 2006).

### .3.3 Les études menées sur le forage IODP-302 ACEX

L'enregistrement Cénozoïque du forage ACEX apporte un certain nombre de découvertes paléoenvironnementales, certaines locales à la ride de Lomonosov (faible profondeur d'eau) et d'autres représentant les conditions du bassin (salinité, température). Ces environnements peuvent être décrits selon trois cadres environnementaux : une période post rifting durant l'Éocène inférieur qui inclue deux hyperthermaux ; une période d'apports d'eau douce et d'initiation de refroidissement et une période durant laquelle l'Océan Arctique est oxygéné et couvert de glace.

L'hyperthermal du PETM dans l'Océan Arctique est caractérisé par des températures de surface élevées (23 °C ; Sluijs et al., 2006) et un cycle hydrologique intensifié et donc un climat extrêmement humide (Pagani et al., 2006).

L'étude biostratigraphique, les analyses d'isotopes cosmogéniques ( $^{10}\text{Be}$ ), la magnétostratigraphie et la cyclostratigraphie dérivées du forage IODP-302 ACEX ont permis d'établir un modèle d'âge pour ce forage (Fig. 2.15 ; Backman et al., 2005). Ce modèle d'âge a une faible résolution à cause du faible taux de récupération, de la disponibilité limitée des informations biostratigraphiques et de la nature complexe de l'enregistrement magnétostratigraphique (Backman et al., 2005). Deux hiatus sont identifiés le long de l'enregistrement, un hiatus de 2,2 Ma (9,4-11,6 Ma) dans le Miocène supérieur et un hiatus de 26 Ma (18,2-44,4 Ma) de l'Éocène moyen au Miocène inférieur. Ce hiatus correspondrait à un faible taux d'accumulation de sédiments et une érosion sous-marine voire subaérienne. Un troisième hiatus se situe à la base des sédiments Cénozoïque. Ce hiatus est interprété comme une discordance régionale (Jokat et al., 1995) qui sépare le drapage sédimentaire du socle sédimentaire sous-jacent d'âge Campanien. Le taux de sédimentation moyen des sédiments cénozoïques est environ 15 m/ Ma (Backman et al., 2008). Pour les 30 m supérieurs de la colonne de sédiments, une récupération multiple du même intervalle sur plusieurs carottes a permis de développer une échelle de profondeur corrigée pour l'ensemble de la section d'ACEX.



**Figure 2.15.** Synthèse des résultats du forage ACEX. L'âge est basé la stratigraphie paléomagnétique (cercles rouges), les données biostratigraphiques (dinokystes, diamants bleus, silicoflagellés, triangles verts, et quelques microfossiles calcaires, carrés). D'après Moran, et al., 2006.

De nombreuses études ont été menées sur le forage composite IODP 302 ACEX et une quantité importante de données ont été acquises, notamment des données de Rock Eval, de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , de température de surface (SST) par  $\text{Tex}_{86}$ , et de minéralogie. L'ensemble de ces analyses est présenté dans le Chapitre 6 en comparaison avec les analyses des coupes CaH1, CaH2 et CoMi, présentées dans le Chapitre suivant (Chapitre 4), et avec les analyses des forages de la Mer de Beaufort-Mackenzie, présentées dans le Chapitre 5.



# **CHAPITRE 3 ó APPROCHE ANALYTIQUE ET METHODOLOGIE**

# Introduction

---

Afin de caractériser la réponse du Bassin Arctique aux changements climatiques globaux, les échantillons des coupes continentales et des forages d'âge Paléogène sont étudiés en termes de minéralogie des argiles et de contenu organique. Ces échantillons ont été analysés pour la minéralogie totale et de la fraction argileuse, les éléments traces et majeurs, la caractérisation de la matière organique par pyrolyse Rock Eval couplée à l'observation de palynofaciès, la palynologie et les isotopes du carbone sur la matière organique.

Ce Chapitre présente tout d'abord des généralités sur la matière organique (sa nature, sa formation, son transport et son évolution), puis les méthodes qui permettent de la caractériser. Quelques généralités sur les minéraux argileux sont ensuite présentés, puis les méthodes d'étude de la minéralogie des argiles. Enfin sont présentés les utilisations des éléments traces à des fins de reconstitutions des conditions paleoenvironnementales.

## .1 La matière organique

---

### .1.1 Généralités sur la matière organique

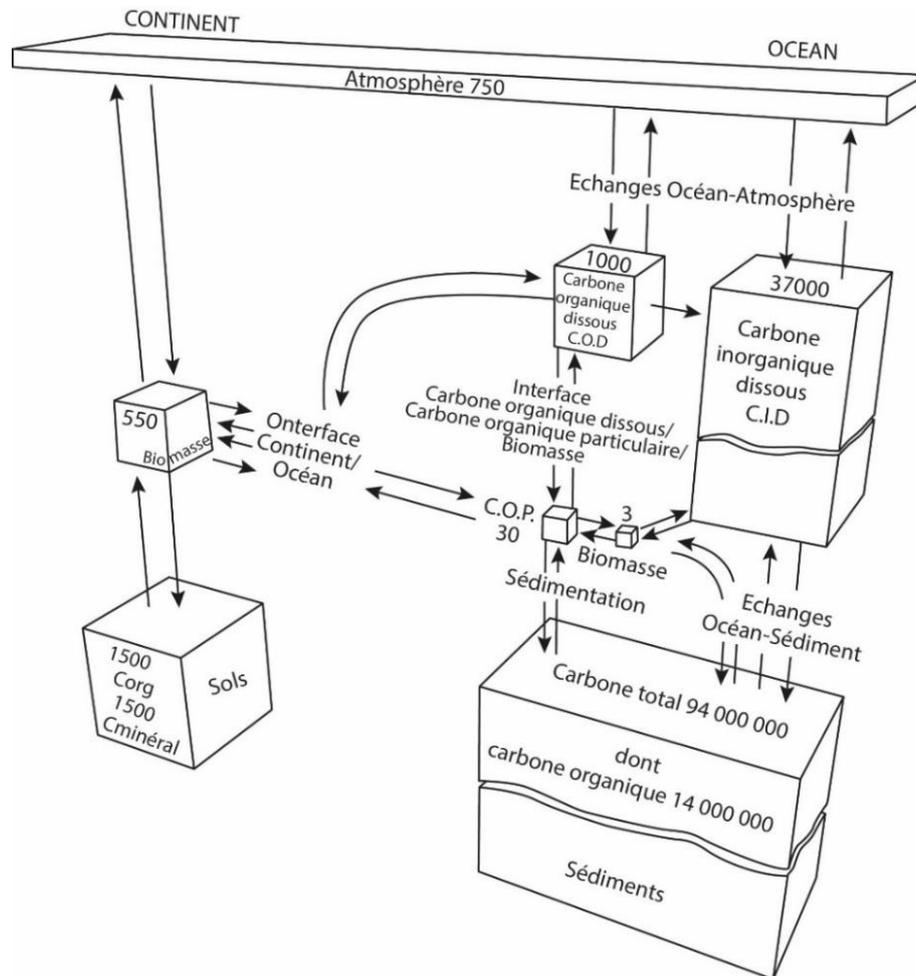
L'étude de la matière organique (MO) dans les sédiments et les roches sédimentaires s'intéresse à l'interaction entre la biosphère et la géosphère. Les processus à l'origine de la matière organique sédimentaire regroupent : les conditions environnementales qui gouvernent la production de matière organique dans la biosphère, les processus écologiques et sédimentologiques qui gouvernent son dépôt et sa distribution, les facteurs biogéochimiques et géomicrobiologiques qui contrôlent sa préservation et les processus géochimiques et physiques qui déterminent sa modification au cours de son incorporation dans la géosphère (Tyson, 1995). La matière organique sédimentaire constitue un réservoir important de carbone organique sur Terre, avec une masse estimée à plus de 25000 fois celle de la biomasse (Fig. 3.1, Salot, 1994).

#### .1.1.1 Le cycle du carbone à la surface du globe

La matière organique (MO) est constituée de molécules dont la particularité est d'être formée d'un squelette d'atome de carbone, les molécules organiques. Le carbone se retrouve à la surface de la Terre sous différentes formes minérales ou organiques, dans des assemblages inertes ou vivants et est présent dans différents réservoirs correspondant à l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère et la lithosphère. La matière organique étant principalement constituée de carbone (45 à 55% du poids en moyenne, Cabaniss et al., 2005). Les principaux

mécanismes d'échange et de stockage, à plus ou moins long terme, de carbone dans les différents réservoirs sont la photosynthèse, la respiration, la dissolution, la précipitation et la dégradation.

La taille et les échanges entre les différents réservoirs du cycle du carbone sont résumés sur la Figure 3.1.

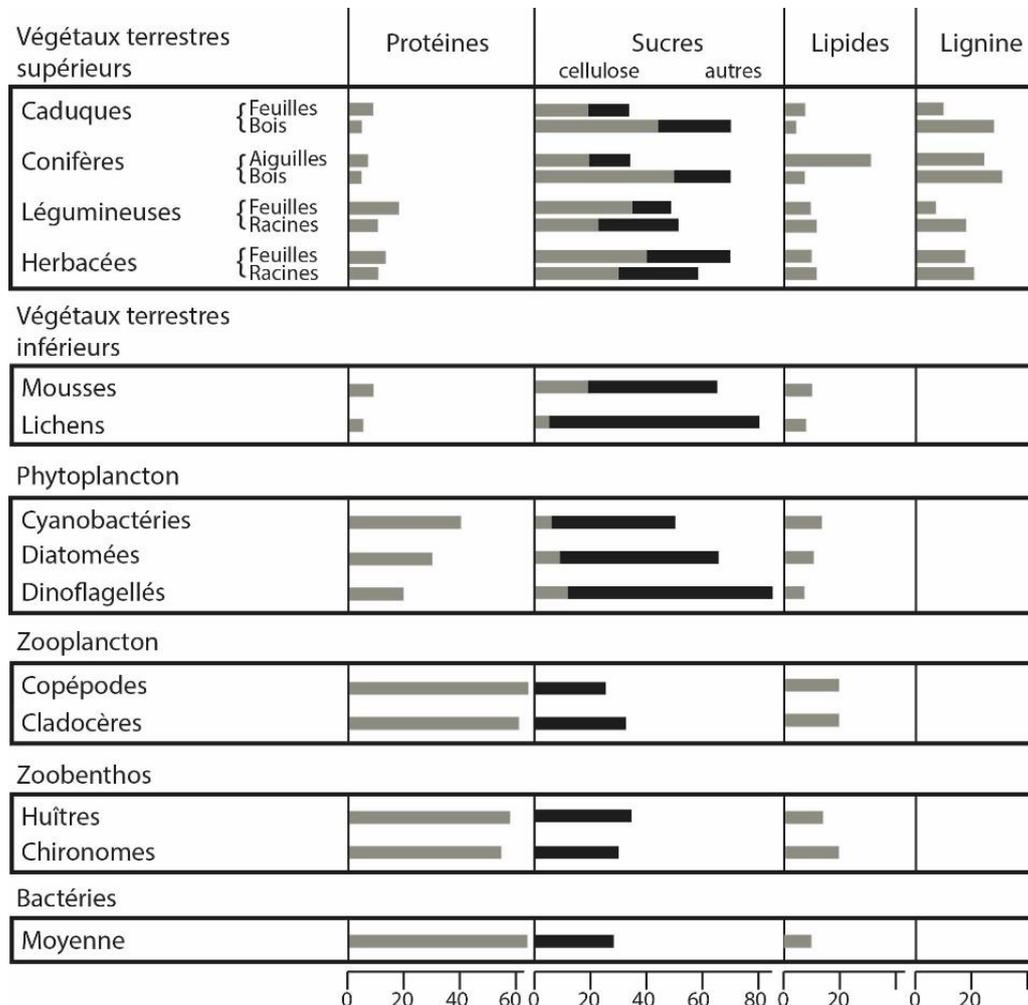


**Figure 3.1.** Estimation de la taille des différents réservoirs superficiels de carbone (en GT de carbone) et échanges entre ces réservoirs. Le cycle géologique lent et profond (subduction, volcanisme, altération) n'est pas représenté. C.O.P : carbone organique particulaire (d'après Saliot, 1994).

Le flux entre l'atmosphère et l'océan est contrôlé par la différence de pression partielle en  $\text{CO}_2$  entre l'océan et l'atmosphère, selon la loi de Henry. Le  $\text{CO}_2$  atmosphérique a une forte solubilité dans l'eau où il se retrouve sous différentes formes, hydrogencarbonates ou ion carbonates en fonction du pH. Il va ainsi rentrer dans le processus de dissolution-précipitation des carbonates. Le flux entre l'atmosphère et la biosphère continentale est contrôlé par la végétation et les sols via la photosynthèse et la fermentation. Les échanges continents-océan sont contrôlés par le cycle hydrologique et l'altération (chimique et physique) des continents. Enfin les échanges avec la lithosphère impliquent les processus de sédimentation carbonatée et de matière organique pour le stockage de carbone et les processus d'érosion et le volcanisme pour le relargage de ce carbone dans l'atmosphère.

### .1.1.2 Productivité organique

La matière organique est constituée de biomolécules qui peuvent être classées en quelques grandes catégories, par exemple les lipides, les protéines, les glucides (ou sucres) et la lignine. Les proportions de ces constituants varient suivant les groupes d'organismes animaux ou végétaux et au sein d'un même groupe d'organismes (Fig. 3.2).



**Figure 3.2.** Répartition (en %) de la matière organique entre protéines, sucres (cellulose en gris, autres sucres en noir), lipides et lignine pour différents groupes d'organismes vivants (d'après Huc, 1980).

Dans le monde vivant, on distingue les êtres autotrophes qui produisent de la matière organique par réduction de carbone inorganique (photosynthèse par exemple) et les organismes hétérotrophes qui oxydent du carbone organique. Les premiers représentent les producteurs primaires de matière organique, les seconds les producteurs secondaires. Parmi ces groupes de producteurs primaires de matière organique on peut citer les plantes terrestres, le phytoplancton et les bactéries photo- et chimiosynthétiques (Fig. 3.2). La photosynthèse est le mécanisme principal de production primaire depuis 3,5 Ga (Schidlowski 1988) même si d'autres mécanismes tels que la chimiosynthèse peuvent être localement significatifs (Sorokin, 1966). Selon les écosystèmes, la part des différents groupes d'organismes sera plus ou moins importante. Or ceux-ci sont constitués de proportions variables de composés organiques (Fig.

3.2) ce qui aura une incidence sur la composition chimique moyenne de la matière organique qui est produite.

On distingue deux grandes sources principales de matière organique, la matière organique terrestre et marine. La productivité organique est la quantité de matière organique produite par une biomasse vivante en un temps et sur une surface donnée (Cramer et al., 1999). Actuellement les deux tiers de la production du carbone organique à la surface du globe sont assurés par les organismes terrestres (Hedges et al., 1997). Le Tableau 3.1. montre la grande disparité de productivité entre les différents écosystèmes qu'ils soient terrestres ou marins.

Type d'écosystème	Aire (10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	Biomasse végétale (Gt)	Production primaire nette annuelle (Gt.an <sup>-1</sup> )	Productivité primaire (g.m <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup> )
Forêts tropicales humides	17	765	37,5	2200
Forêts tropicales sèches	7,5	260	12	1600
Forêts tempérées	12	385	14,9	1241,67
Forêts boréales	12	240	9,6	800
Brousses	8,5	50	6	705,88
Savanes	15	60	13,5	900
Prairies tempérées	9	14	5,4	600
Toundra et prairies alpines	8	5	1,1	137,5
Déserts	18	13	1,6	88,89
Marécages	2	30	6	3000
Lacs et rivières	2	0,05	0,8	400
<b>Total continents</b>	<b>111</b>	<b>1822,05</b>	<b>108,4</b>	<b>11673,94</b>
Océans ouverts	332	1	41,5	125
Zones d'upwelling	0,4	0,008	0,2	500
Plateformes continentales	26,6	0,27	9,6	360,9
Récifs	0,6	1,2	1,6	2666,67
Estuaires	1,4	1,4	2,1	1500
<b>Total océans</b>	<b>361</b>	<b>3,88</b>	<b>55</b>	<b>5152,57</b>

**Tableau 3.1.** Productivité primaire annuelle et biomasse (poids sec) pour différents environnements naturels (d'après Killops et Killops, 2005).

### .1.1.2.1 La matière organique terrestre

Sur les terres émergées, la productivité primaire est assurée principalement par les végétaux supérieurs, plantes vasculaires, mais également par les algues (notamment dans les lacs) et les bactéries. Suivant les écosystèmes terrestres, les différences de productivité primaire sont liées aux différents facteurs qui influencent cette productivité : la quantité de lumière reçue, la quantité d'eau disponible, la température, la disponibilité en CO<sub>2</sub> et en nutriments. La productivité primaire étant majoritairement liée à la photosynthèse, la quantité de lumière reçue est le facteur principal la contrôlant (Graham et al., 2005). Cette quantité est fonction de la latitude, de la saison et de l'heure. La quantité d'eau disponible contrôle l'ouverture ou la

fermeture des stomates des végétaux supérieurs (une absence d'eau provoque la fermeture des stomates afin d'éviter la déshydratation) et donc l'incorporation ou non de CO<sub>2</sub>. De plus la nature du sol, de par sa capacité de rétention, va influencer sur la disponibilité en eau pour les plantes. La température, joue sur l'état dans lequel l'eau est disponible mais également sur l'efficacité des réactions enzymatiques impliquées dans la photosynthèse. La productivité primaire des végétaux supérieurs est donc influencée par le climat et l'environnement.

On différencie plusieurs types de zones biogéographiques sur Terre suivant une logique climatique, depuis la forêt tropicale jusqu'à la toundra. Les zones tropicales humides, où les conditions climatiques sont les plus favorables, sont les régions à plus forte productivité de matière organique terrestre (Tableau 3.1, Killops et Killops, 2005).

Il existe un écosystème particulier où la matière organique s'accumule sur plusieurs mètres, les tourbières. Ce sont des écosystèmes de zones humides mal drainées qui permettent l'accumulation de matière organique dans des conditions anaérobies. La production végétale *in situ* est supérieure à la dégradation de la matière organique. Les zones d'accumulation de tourbe, dans les modèles classiques, correspondent à des marécages situés en bordure de cours d'eau.

L'accumulation de débris végétaux et l'évolution physico-chimique de ces résidus au cours de l'enfouissement par compaction puis diagenèse est le phénomène principal qui conduit à la formation de charbons. Ce phénomène appelé houillification produit une série de plusieurs termes différents de charbons au cours de l'enfouissement croissant qui sont les tourbes, les lignites, les houilles, l'antracite et enfin le graphite. La houillification ou carbonisation correspond à l'enrichissement en carbone par élimination des éléments O, H et N sous forme de gaz (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>) depuis la tourbe jusqu'au graphite. De façon schématique, on peut dire que la diagenèse conduit à la formation de tourbe et lignite jusqu'à environ 1000 m d'enfouissement. Le domaine de la catagenèse produit des houilles jusqu'à environ 5000 m, à des températures de 100 à 200°C. Les anthracites apparaissent dans le domaine de l'anichizone ou métagenèse et enfin le graphite est formé dans le domaine du métamorphisme.

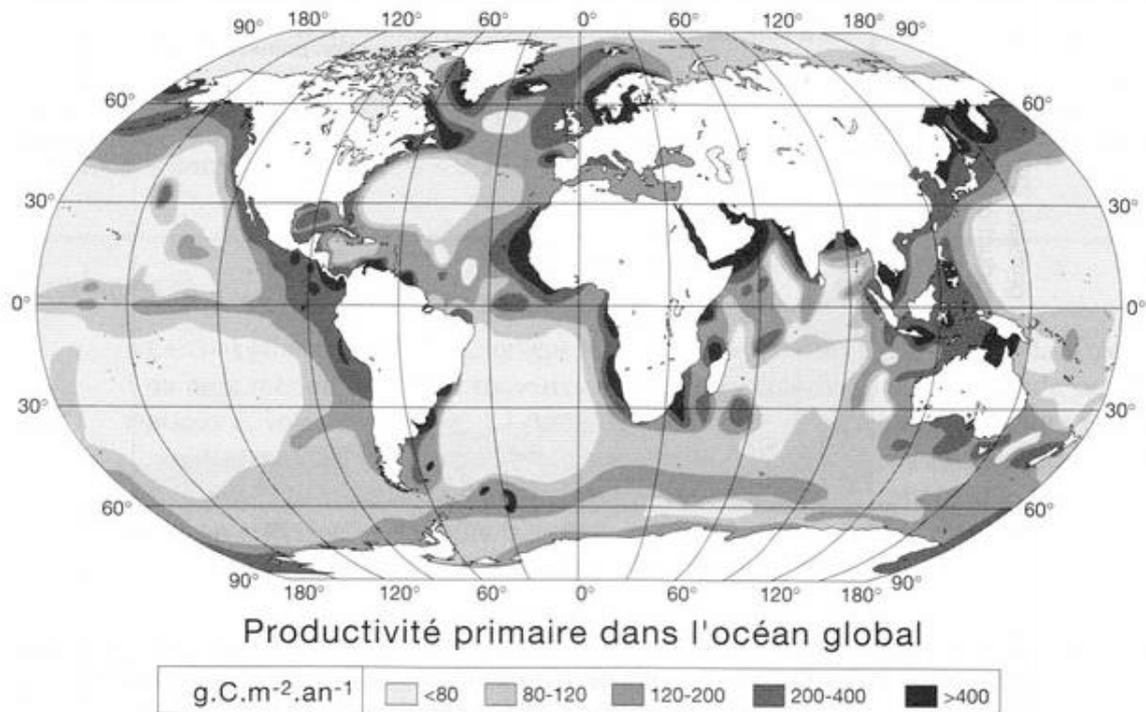
#### .1.1.2.2 La matière organique marine

Dans les océans, la matière organique vivante ne représente que 2% du carbone organique. Ceci correspond au phytoplancton, aux bactéries et au zooplancton. La production primaire en domaine océanique est assurée principalement par le phytoplancton via une activité photosynthétique, mais également par des bactéries et des algues macrophytes. Le phytoplancton marin est en majorité constitué d'algues unicellulaires, telles que les coccolithophoridés, les diatomées et les dinoflagellés, et de bactéries autotrophes. Le développement du phytoplancton se fait dans la tranche supérieure de la colonne d'eau et est contrôlé principalement par la lumière et l'apport de nutriments (Killops et Killops, 2005). Ces organismes utilisent la photosynthèse pour transformer l'énergie lumineuse en constituants du vivant à partir de dioxyde de carbone, d'eau et de nutriments. La profondeur à laquelle les organismes peuvent réaliser la photosynthèse dépend de la clarté de l'eau et donc de la quantité de matériel en suspension dans la colonne d'eau. De ce fait, la profondeur moyenne typique de la zone photique varie de 150 m dans l'océan ouvert à 30 m dans les zones côtières aux eaux turbides. Les producteurs secondaires de matière organique sont les organismes hétérotrophes qui se nourrissent de phytoplancton. Une partie de la matière organique produite par le phytoplancton est excrétée directement sous forme dissoute et une autre partie est perdue sous forme de particules lorsque les cellules phytoplanctoniques ou celles des organismes hétérotrophes des différents maillons de la chaîne alimentaire sont détruites.

Le carbone organique restant correspond principalement à du carbone organique dissous dans la colonne d'eau ou du carbone organique particulaire. Le carbone organique particulaire est

constitué de toute matière vivante ou morte d'une taille supérieure à 0,45 m dérivant des végétaux supérieurs, du phytoplancton, du zooplancton et des bactéries.

Les zones de plus fortes productions primaires océaniques correspondent aux zones où des nutriments sont accessibles au phytoplancton pour son développement. Des phénomènes globaux ou locaux peuvent influencer sur la production primaire. Ainsi la répartition de production primaire océanique est hétérogène, elle est plus forte dans les zones côtières que dans le centre des bassins océaniques. Ceci est dû à l'apport de nutriments par les fleuves. On observe également une répartition sur les marges des grands continents en lien avec les zones d'upwelling (Fig. 3.3).



**Figure 3.3.** Carte de répartition de la production primaire dans l'océan global (Baudin et al., 2007).

### .1.1.3 Transfert de matière organique du continent à l'océan

La matière organique terrestre contribue à la sédimentation organique dans les océans. Son transport est essentiellement assuré par des processus fluviaux et éoliens. Le carbone organique associé aux sols n'a que rarement l'occasion de se fossiliser, l'érosion et le transport associés aux précipitations et ruissellement l'entraînent dans des zones d'accumulation provisoires (plaines alluviales ou deltaïques) puis dans des zones d'accumulation plus pérennes (lacs et fonds océaniques). Le matériel organique transporté par les fleuves est un mélange hétérogène et complexe de particules dont les caractéristiques chimiques et l'origine sont différentes. La matière organique terrestre consiste principalement en des débris de bois ou de tissus de végétaux, des spores et des grains de pollen mais aussi du phytoplancton d'eau douce et des molécules adsorbées sur les limons et les argiles arrachés aux sols (Hedges et al., 1995). On estime que 0,4 Gt de carbone organique est exporté par an par les rivières vers l'océan sous

forme de carbone dissous ou particulaire de différentes origines (Hedges et al., 1997). Les marges continentales dominées par les rivières sont les principales connexions entre l'environnement terrestre et l'environnement marin. Les 25 plus grands fleuves mondiaux contribuent à près de 40% des apports sédimentaires et 50% des apports d'eau douce à l'océan (Milliman et Meade, 1983 ; Meade, 1996). Dans le détail, la quantité de ces apports allochtones dépend des vents et des courants marins mais tend à diminuer en s'éloignant des côtes.

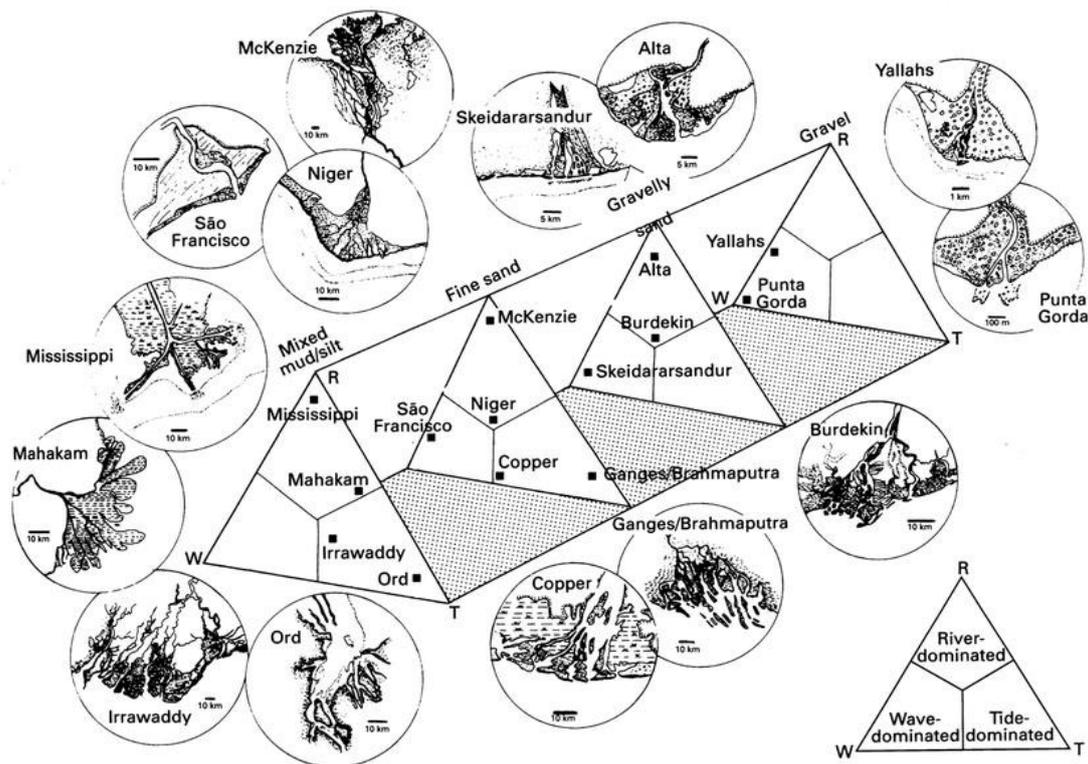
### *Cas particulier des deltas*

Les deltas, qui se développent à l'exutoire des grands bassins fluviaux, représentent, avec les plateaux continentaux, de larges zones de séquestration de sédiment dont la matière organique (Hedges et al., 1995). Les deltas se développent lorsque les rivières charrient des volumes de sédiments vers le milieu marin plus important que ce que l'érosion marine peut mobiliser. Une grande partie des matériaux transportés par la rivière est accumulée sur une large plaine deltaïque. Un delta se compose de trois zones morphologiques principales :

- La plaine deltaïque, construite par la progradation du delta, est le prolongement de la plaine alluviale. C'est la partie émergée du delta et est constituée de marais et marécages parcourus par un réseau de chenaux ramifiés, les chenaux distributaires. La plaine deltaïque peut être subdivisée en plaine deltaïque supérieure et inférieure. La plaine deltaïque inférieure subit des influences marines et contient des eaux saumâtres.
- Le front de delta, en continuité de la plaine deltaïque, est la zone de rencontre entre les eaux douces et salées. C'est une zone peu profonde où s'accumulent les sédiments grossiers sous forme de barres d'embouchures ou barres de front de delta. Ces sédiments sont soumis au remaniement permanent des vagues et des courants.
- Le prodelta, transition entre le delta et le plateau continental, est la partie la plus externe et la plus profonde du delta. La sédimentation dans cette zone est plus fine que celle des barres d'embouchures (Coleman et Prior, 1982).

La morphologie des deltas est contrôlée par l'importance relative de trois facteurs, l'intensité des apports fluviaux, la houle et les marées (Fig. 3.4, Galloway et al., 1975).

- Les deltas dominés par les apports fluviaux ont une forme lobée ou allongée ou en «pattes d'oise» ou «bird feet». La sédimentation est contrôlée par les crues fluviales qui provoquent d'importants dépôts de débordement et d'importants éventails sableux dans la plaine deltaïque.
- Les deltas dominés par les marées présentent des chenaux méandriques et évasés à leur embouchure. Le sable s'accumule en barres de méandre ou barres tidales à l'embouchure des chenaux.
- Les deltas dominés par la houle sont caractérisés par la formation de cordons littoraux et de plages. L'action de la houle remanie les sables déposés à l'embouchure du fleuve, formant de longs cordons des deux côtés de l'embouchure.



**Figure 3.4.** Classification des deltas en fonction du facteur dominant (apports fluviale, houle, marée) et en fonction de la granulométrie dominante d'après Orton et Reading (1993).

Hedges et Keil (1995) estiment que 45% du stockage global de carbone organique se produit dans les sédiments deltaïques. La contribution des apports particuliers terrigènes est prépondérante dans la composition de la matière organique sédimentaire en particulier dans les deltas (Saptorahardjo et al., 1987 ; Hedges et Keil, 1997 ; Keil et al., 1997). La matière organique dans les systèmes deltaïques est en majeure partie considérée comme réfractaire et se dépose rapidement. Les débris végétaux de la plaine deltaïque s'accumulent *in situ*, des débris organiques terrestres et des complexes humiques dérivés des sols sont apportés par la rivière. Les environnements marécageux de la plaine deltaïque sont favorables au développement de conditions anoxiques dans lesquels les débris et complexes organiques sont préservés et protégés par la sédimentation argileuse (Bordenave, 1993). En règle générale, le contenu en matière organique des sédiments deltaïques diminue des parties internes du delta aux zones distales (Allen et al., 1979 ; Tyson, 1995). Par exemple dans le delta de Mahakam, les valeurs de COT de la plaine deltaïque sont de l'ordre de 2-14 %, de 2-6 % dans le chenal distributaire et de 0,5-2 % dans le front de delta et le prodelta (Hardy et Wrenn, 2009).

#### .1.1.4 Dégradation et préservation de la matière organique

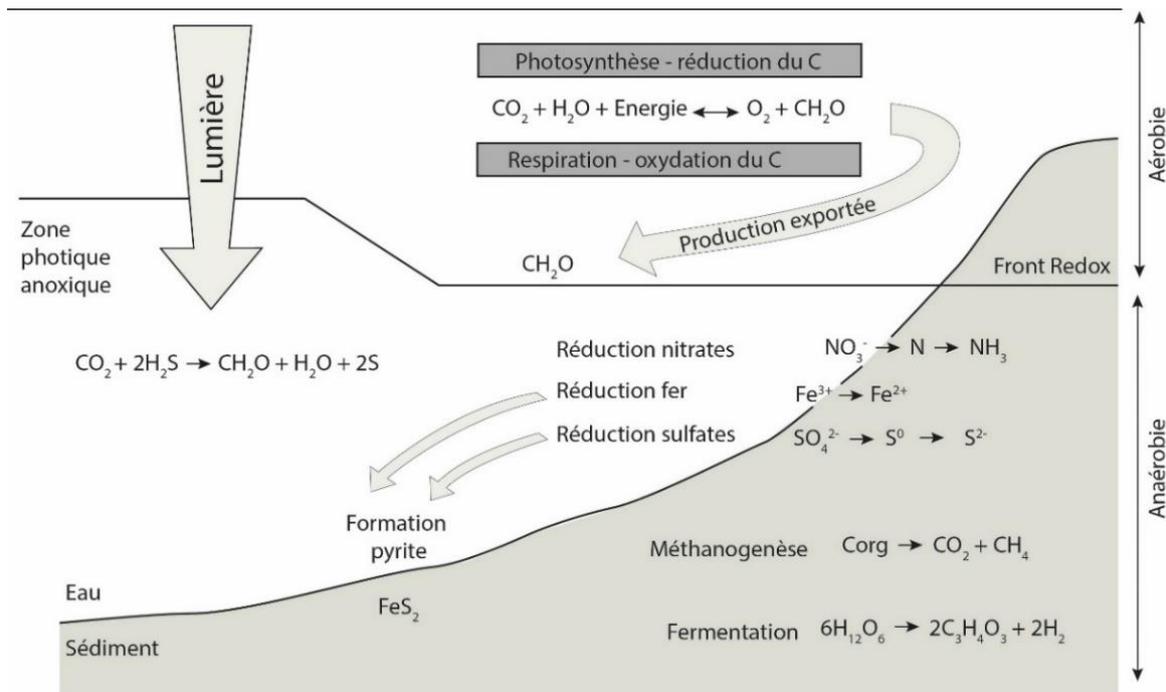
La matière organique est constituée d'une variété de composants, qui diffèrent par leurs caractéristiques biochimiques et leur vulnérabilité aux attaques microbiennes. Les proportions et la réactivité de ces différents constituants déterminent le type de dégradation. Les constituants les plus labiles disparaissent en premier et le plus rapidement (Tyson, 1995). Ainsi les lignines et les sporopollenines sont plus résistantes à la dégradation microbienne que les sucres. En milieu continental, la matière organique est dégradée et transformée par les microorganismes du sol et les décomposeurs (vers, bactéries, champignons, insectes). Elle subit alors une minéralisation primaire rapide, c'est-à-dire une transformation en molécules non

organiques tel que  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NH}_4^+$  (Zech et al., 1997), et/ou une humification et minéralisation secondaire lente. L'humification est la transformation des composés organiques par réorganisation chimique en divers composés humiques (dont les acides fulviques et humiques) plus résistant à la dégradation. Dans les sols, certains de ces composés vont s'associer à des minéraux argileux et former les complexes organo-minéraux. Ces complexes peuvent ensuite être lessivés et transportés jusqu'à l'océan.

Dans les premiers mètres de la colonne d'eau, une grande partie de la production primaire marine est consommée par le zooplancton et les bactéries. Une partie de cette matière organique est reminéralisée et sert de nutriment au phytoplancton dans la zone photique. Une autre partie est exportée sous forme de matière organique particulaire ou dissoute. Moins de 10% de la production primaire quitte la tranche d'eau supérieure, et représente la production exportée. Dans la tranche d'eau inférieure, 90% de la matière organique dissoute ou particulaire est dégradée. La préservation de la matière organique est avantagée par un temps de transit dans la colonne d'eau faible. L'exportation de la matière organique vers les fonds océaniques est favorisée par la formation d'agrégats, l'incorporation dans les pelotes fécales d'organismes hétérotrophes ou encore l'adsorption sur des surfaces minérales. Leur effet de ballast, augmentation du poids des agrégats, accélère la chute des particules dans la colonne d'eau et réduit le temps d'exposition de la matière organique aux oxydants. D'autres facteurs, tels que le type de matière organique et les teneurs en oxygène de l'eau sont susceptibles d'influencer l'intensité de la dégradation.

Une fois incorporée dans le sédiment, la matière organique est transformée en quantité et qualité par des processus physiques, biologiques et chimiques. La diagenèse précoce se définit par l'ensemble des processus qui interviennent dans les premiers centimètres de sédiment. Selon la concentration des espèces chimiques, une succession de réactions d'oxydo-réduction produite par une chaîne bactérienne dégrade plus ou moins intensément la matière organique. La réaction de dégradation de la matière organique la plus favorable thermodynamiquement est produite par des bactéries aérobies et est contrôlée par l'oxygénation des eaux de fonds des océans et la profondeur de diffusion de l'oxygène dans le sédiment. Lorsque l'oxygène ne pénètre plus dans le sédiment ou est épuisé, ce sont les bactéries anaérobies qui poursuivent la dégradation de la matière organique en utilisant d'autres oxydants, l'ammonium et le nitrate (c'est la nitrification et la dénitrification), les oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse, les sulfates (sulfato-réduction) et enfin les fonctions oxydantes de la matière organique (fermentation et méthanogenèse) (Fig. 3.5).

Les réactions de dégradations anaérobies sont moins efficaces que la dégradation aérobie pour certains types de molécules organiques (Killops et Killops, 2005). Ceci peut favoriser la conservation au sein des sédiments de matière organique difficilement dégradable par les bactéries si elle se retrouve rapidement dans un environnement pauvre en oxygène.



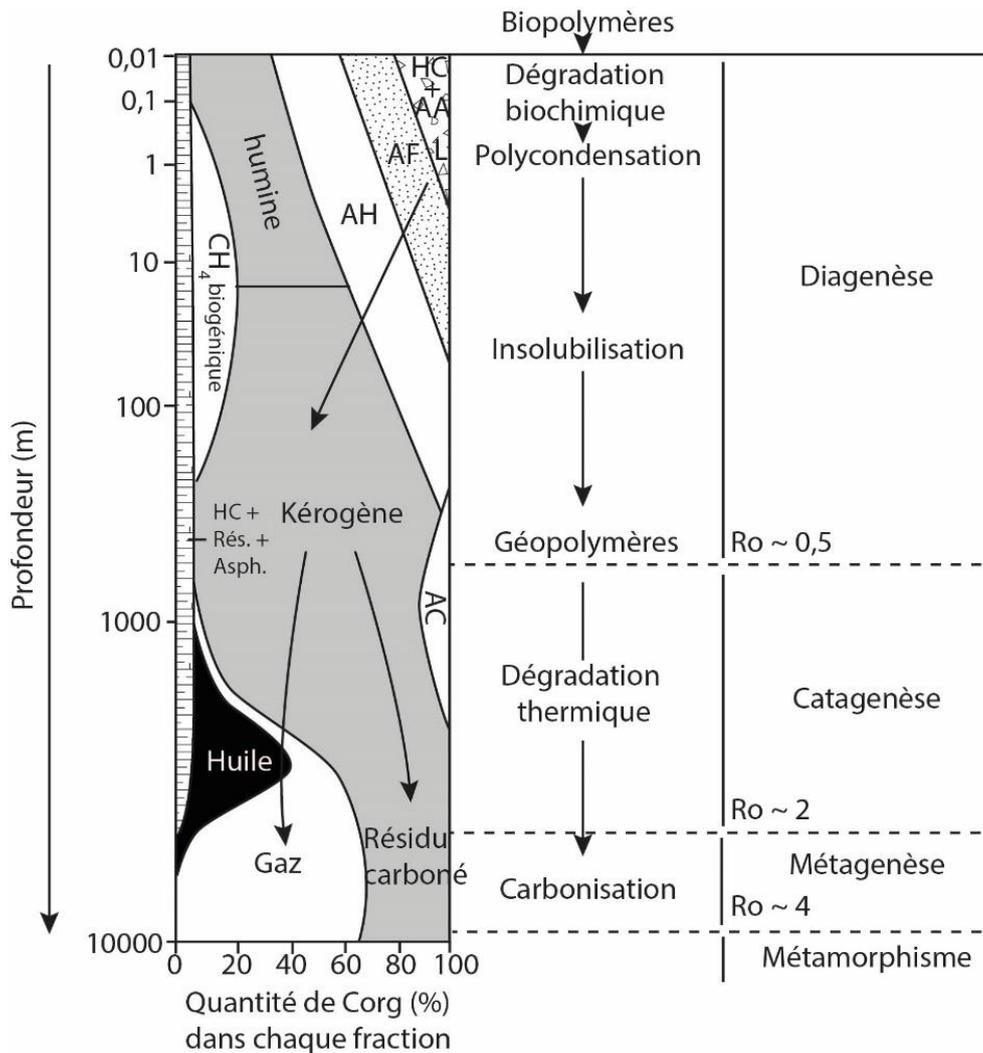
**Figure 3.5.** Représentation schématique des processus aérobies et anaérobies de dégradation de la matière organique (d'après Baudin et al., 2007).

La préservation de la matière organique dans le sédiment est influencée par d'autres facteurs. Le taux de sédimentation, s'il est élevé, peut favoriser la préservation de la matière organique en l'enfouissant et en réduisant le renouvellement d'oxygène dissout. La granulométrie du sédiment peut également jouer un rôle dans la préservation de la matière organique en réduisant le renouvellement des eaux interstitielles et donc de l'oxygène dissout. L'association de la matière organique avec des minéraux argileux sous forme d'agrégats organo-minéraux, protège également une partie de la matière organique de l'oxydation (Zech et al 1997). Enfin, l'intensité de la bioturbation a un impact sur la préservation de la matière organique par l'apport d'oxygène dissout aux profondeurs atteintes par le fouissage.

La préservation de la matière organique est donc liée à l'oxygénation de l'environnement dans lequel elle se trouve, et plus particulièrement à l'anoxie. Il existe deux modèles principaux de développement d'environnements anoxiques, soit par forte productivité primaire, soit par non renouvellement des masses d'eau. Dans le premier modèle, la décomposition de la matière organique nécessite de telles quantités d'oxygène que celui-ci est consommé plus rapidement que son renouvellement, c'est le cas dans les zones eutrophiques. Dans le deuxième modèle, le renouvellement des masses d'eau est faible. Une faible consommation d'oxygène par décomposition de matière organique est suffisante pour entraîner l'anoxie. Ce cas s'observe dans les environnements où les masses d'eau sont stratifiées et dans les plans d'eau stagnante. Un des exemples les plus couramment mentionnés de cas de stratification des masses d'eau et conservation de matière organique est le cas de la mer Noire.

### .1.1.5 Evolution thermique de la matière organique

Dans les premiers centimètres de sédiments, la matière organique subit une dégradation aérobie ou anaérobie sous influence microbienne principalement (voir paragraphe précédent). Ces dégradations vont transformer les biomolécules (lipides, acides aminés, hydrates de carbone) en acide fulviques et humiques et humines après recyclage d'une partie des éléments chimiques constituant les biomasses initiales sous forme ionique ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , cations) ou moléculaire ( $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ). Par la suite, au cours de son enfouissement, la matière organique peut être conduite dans le domaine de la diagenèse à des températures de 10 à 80°C, puis dans le domaine de la catagenèse où la température atteint environ 120°C puis de la métagenèse où elle atteint 200°C (Fig. 3.6) et va ainsi subir des modifications physiques et chimiques. Suite à la diagenèse précoce, la matière organique continue de perdre l'essentiel de ses hétéroatomes (O, N, S) mais par des processus thermiques. L'oxygène est soustrait aux humines sous forme de molécules simples ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) mais aussi de composés lourds, les résines et asphaltènes solubles dans les solvants organiques. A partir de cette étape la matière organique contient une fraction extractible et une fraction insoluble, le kérogène. Au cours de l'étape de catagenèse, le kérogène subit un craquage intensif produisant des composés polaires (petits acides, résines et asphaltènes) épuisant les atomes d'oxygène et d'azote résiduels. Cette étape produit également des hydrocarbures d'abord lourds et liquides (le pétrole) puis de plus en plus légers et gazeux. La métagenèse conduit au craquage des derniers atomes résiduels d'hydrogène et à la genèse d'hydrocarbures légers, essentiellement du méthane et d'un résidu carboné de plus en plus aromatique. A chaque étape, l'huile et le gaz se séparent d'un kérogène résiduel de plus en plus pauvre en hydrogène et de plus en plus riche en carbone (Baudin et al. 2007 ; Tissot et Welte, 2012).



**Figure 3.6.** Diagramme de répartition des différentes fractions de carbone organique contenues dans un sédiment et leur évolution en fonction de la profondeur. AA : acides aminés, AC : acides carboxyliques, AF : acides fulviques, AH : acides humiques, HC : hydrates de carbone, L : lipides, Ro : réflectance de la vitrinite. La nature de ces fractions est fonction de la température d'enfouissement (d'après Tissot et Welte, 2012).

La formation de charbon abordée plus haut suit le même processus que celui qui vient d'être décrit. Cependant il faut noter que la formation de charbons nécessite des conditions particulières, notamment une forte concentration initiale en carbone organique dans les sédiments.

## 1.2 Méthodes d'étude de la matière organique

La matière organique peut être étudiée par un ensemble varié de méthodes physico-chimiques et optiques. L'association de tout ou partie de ces différentes méthodes permet une caractérisation poussée de la matière organique aussi bien en termes de nature de particules que d'état de préservation. Dans notre travail, nous avons utilisé des méthodes classiques de caractérisation globale de la matière organique sédimentaire, la Pyrolyse Rock-Eval et les

palynofaciès. Ceci permet de déterminer la source et la préservation de la matière organique et obtenir des informations sur les paléoenvironnements.

### .1.2.1 Pyrolyse Rock Eval

La pyrolyse Rock-Eval est une méthode d'analyse physico-chimique de la matière organique. Elle consiste en la pyrolyse puis l'oxydation continue à des températures de 100°C à 850°C sous atmosphère inerte (azote), des échantillons réduits en poudre. On mesure le flux d'ions résultants de la destruction de la matière organique lors de la pyrolyse et l'adsorption infrarouge des gaz produits. Pour chaque échantillon, environ 100 mg de sédiment ont été analysés au Rock-Eval 6 (RE6 ; Behar et al., 2001) au laboratoire de l'ISTeP à l'UPMC. L'analyse permet l'acquisition de différents paramètres représentés dans le Tableau 3.2. Le paramètre S1 représente la quantité d'hydrocarbures libres (gaz ou huile) contenue dans l'échantillon. S2 correspond aux hydrocarbures produits lors du craquage de la matière organique non extractible et représente donc une évaluation de la quantité de gaz ou d'huile susceptible d'être produite lors de l'évolution thermique de la roche. S3 représente la quantité de CO<sub>2</sub> issue du craquage du kérogène et S4 la quantité de CO<sub>2</sub> provenant de l'oxydation du carbone organique résiduel.

Paramètres	Decteur	Unité	Nom
S1	FID/Pyrolyse	mg HC/g roche	Hydrocarbures libre
S2	FID/Pyrolyse	mg HC/g roche	Potentiel pétrolier
TpS2	-	°C	Température au maximum du pic S2
S3	IR/Pyrolyse	mg CO <sub>2</sub> /g roche	CO2 organique
S3'	IR/Pyrolyse	mg CO <sub>2</sub> /g roche	CO2 minéral
TpS3'	-	°C	Température au maximum du pic S3'
S3CO	IR/Pyrolyse	mg CO/g roche	CO organique
TpS3CO	-	°C	Température au maximum du pic S3CO
S3'CO	IR/Pyrolyse	mg CO/g roche	CO organique et minéral
S4CO <sub>2</sub>	IR/Oxydation	mg CO <sub>2</sub> /g roche	CO2 organique
S5	IR/Oxydation	mg CO <sub>2</sub> /g roche	CO2 minéral
TpS5	-	°C	Température au maximum du pic S5
S4CO	IR/Oxydation	mg CO/g roche	CO organique

**Tableau 3.2.** paramètres mesurés par pyrolyse Rock Eval (Behar et al., 2001).

A partir de ces valeurs il est possible de calculer différents paramètres de la matière organique des échantillons sédimentaires grâce au RE6 dont notamment :

- Le Carbone Organique Total (COT ou TOC, %) qui représente la quantité de carbone organique contenue dans le sédiment calculé à partir de l'équation :

$$\frac{221 + 22 \times 0,83 + 23 \times \frac{12}{44} + 23'22 + \frac{23'22}{2} + \frac{12}{28} + 2422 \times \frac{12}{28} + 24222 \times \frac{12}{44}}{10}$$

- L'indice d'hydrogène (IH, en mg d'HC/g COT) qui est la quantité d'hydrocarbures (HC) produits, libérés pendant la pyrolyse (intégrée du pic S2, en mg d'HC/g de sédiment) normalisée au COT :

$$(22 \times 100) / 222$$

- L'indice d'oxygène (IO, en mg de CO<sub>2</sub>/g de COT) qui est lié à la richesse en oxygène de la MO, est calculé à partir des quantités de CO (S3CO) et de CO<sub>2</sub> (S3CO<sub>2</sub>) libérés durant la pyrolyse et normalisées au COT :

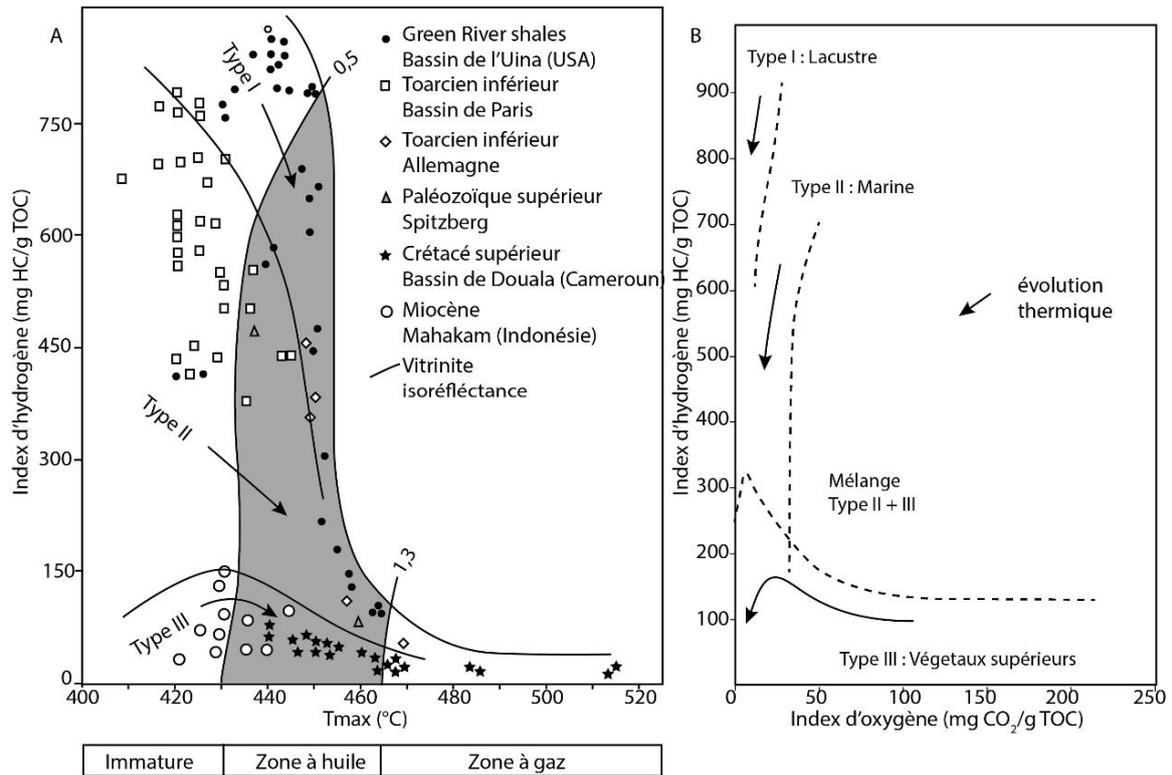
$$(23 \times 100) / 222$$

- Le Tmax, correspond à la température du four à pyrolyse enregistrée au sommet du pic S2, c'est-à-dire au maximum de libération d'hydrocarbures produits durant la pyrolyse. Le Tmax est un indice de maturité thermique utilisé classiquement dans les sédiments anciens (Espitalié et al., 1985).

Ces différents paramètres permettent d'estimer la nature, la préservation et la maturité de la matière organique sédimentaire. Les indices d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO) sont respectivement de bonnes approximations des rapports H/C et O/C de la matière organique auxquels ils peuvent se substituer dans les diagrammes de Van Krevelen utilisés pour caractériser l'origine de la matière organique. Sur ces diagrammes, le kérogène d'un échantillon est comparé à celui de trois séries types de références :

- Le Type I représente la matière organique d'origine lacustre. Cette matière organique riche en lipides d'origine algale, est caractérisée par de forts rapports H/C (ou IH) et de faibles rapports O/C (ou IO).
- Le Type II représente la matière organique d'origine marine. Elle dérive principalement de phytoplancton, zooplancton et bactéries et est caractérisée par des rapports H/C et O/C (ou IH et IO) intermédiaires. Ce type de kérogène représente la source principale de pétrole.
- Le Type III représente la matière organique d'origine continentale, à l'état dispersé ou sous forme de charbon et provient principalement des plantes supérieures. Ce Type est caractérisé par des rapports H/C (ou IH) faibles et des rapports O/C (ou IO) forts.

Les diagrammes IH/Tmax et IH/IO permettent de déterminer le Type de matière organique et son état de maturité (Fig. 3.7). Selon le Type de matière organique, la proportion des produits formés (huile et gaz) au cours de la maturation thermique est différente (Bordenave, 1993). Les quantités totales d'huiles et de gaz produits croissent du Type III au Type II puis I et diffèrent en termes de molécules.



**Figure 3.7.** Diagramme IH/Tmax (A) montrant la relation entre l'indice d'hydrogène et le Tmax des trois Types de kérogène de référence. Les courbes 0,5 et 1,3 (en %) correspondent aux courbes d'isorefléctance de la vitrinite et délimitent la diagenèse de la catagenèse et au sein de la catagenèse, le domaine de formation des huiles et des gaz. Les Tmax d'environ 435°C délimitent la zone immature de celle de formation des huiles. : Diagramme IH/IO (B) montrant la relation entre l'indice d'hydrogène et l'indice d'oxygène des trois Types de kérogène et leur évolution en fonction des conditions thermiques (d'après Espitalié et al., 1985).

### .1.2.2 Isotopes stables du carbone

Les analyses de <sup>13</sup>C ont été réalisées au Laboratoire de Géologie de Lyon, Terre, Planètes, Environnement UMR 5276 Université de Lyon 1 avec Guillaume Suan (MCF Université de Lyon 1). Le but des analyses isotopiques est à la fois de caractériser la matière organique et d'obtenir un enregistrement comparable aux courbes isotopiques de référence afin de caler les coupes en temps.

#### .1.2.2.1 Méthode de préparation

L'analyse isotopique du <sup>13</sup>C est basée sur la méthode de spectrométrie de masse isotopique. Une quantité d'environ 100 µg à 10 mg d'échantillon broyé est placée dans une capsule en étain avant d'être introduite dans un analyseur élémentaire. Les échantillons ont été préalablement décarbonatés, par attaque ménagée à l'acide chlorhydrique à 1N. La quantité requise d'échantillon pour les analyses <sup>13</sup>Corg dépend de sa teneur en COT. Cette quantité a été déterminée au laboratoire en fonction de la réponse des échantillons le plus riche et le plus pauvre en COT. Cette quantité est directement pesée dans des capsules en étain avant d'être injectée, lors de l'analyse, dans le four de l'analyseur élémentaire porté à 1500 °C. Le carbone

organique de l'échantillon est oxydé en CO<sub>2</sub> et transporté par un flux d'hélium (gaz inerte) jusqu'au spectromètre de masse où il est ionisé et séparé en fonction de sa masse. Les mesures obtenues de la composition isotopiques sont calibrées à l'aide de standards internes, puis normalisées selon le standard international Vienna PeeDee Belemnite (VPDB ou PDB). Cette calibration se fait pour chaque série à l'aide des mesures obtenues sur des standards internationaux (IAEA-C3 et IAEA-C4).

L'abondance relative des isotopes du carbone dans un échantillon est exprimé par le <sup>13</sup>C en pour mille qui est calculée à partir de l'équation :

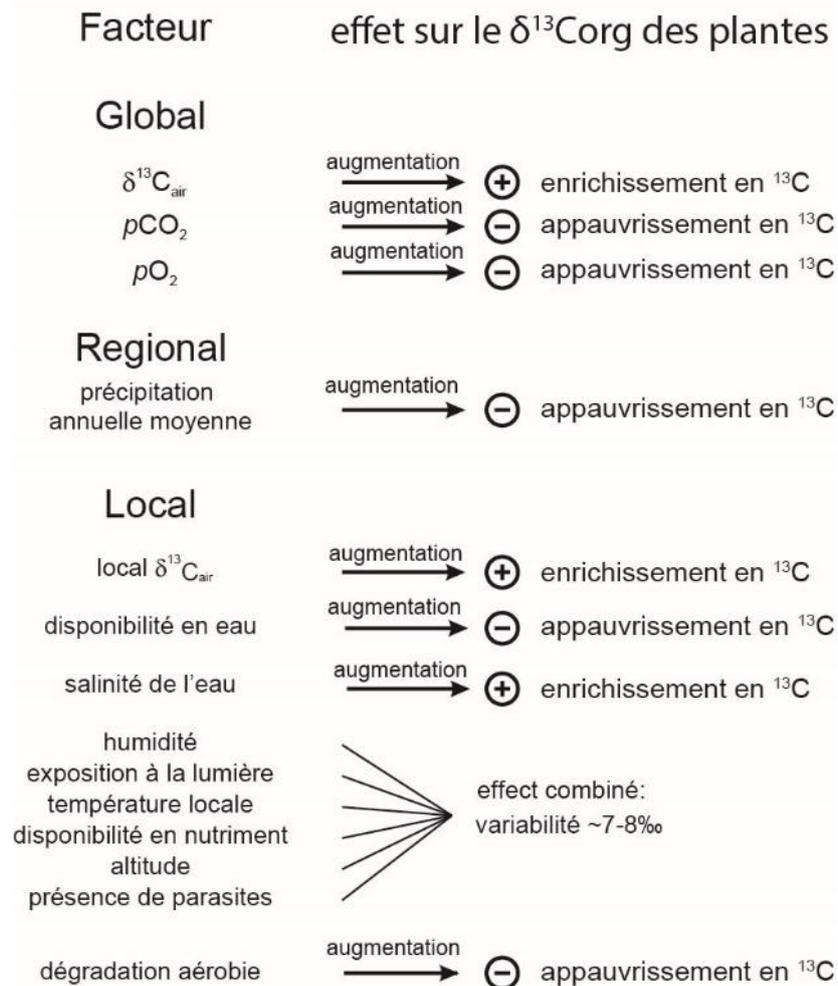
$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{échantillon}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{standard}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{standard}}} \times 1000$$

Avec <sup>13</sup>C, la quantité de carbone lourd 13 et <sup>12</sup>C, la quantité de carbone léger 12.

#### .1.2.2.2 Le <sup>13</sup>C dans la matière organique

Le ratio d'abondance naturelle moyenne du <sup>13</sup>C et <sup>12</sup>C dans la croûte terrestre, l'océan et l'atmosphère est 0,01123. Les réactions biochimiques étant discriminantes vis-à-vis des isotopes lourds du fait de leur effet cinétique, le matériel biologique est relativement appauvri en <sup>13</sup>C par rapport au matériel inorganique. Le <sup>13</sup>C du carbone de la matière organique (<sup>13</sup>Corg) est souvent utilisé pour différencier l'origine de la matière organique entre végétaux supérieurs ou algaires (Meyers, 1997). Il est influencé par les variations de composition isotopique de l'atmosphère (pour les végétaux supérieurs) et du carbone dissout (pour le phytoplancton). De plus les mécanismes photosynthétiques, différents selon les organismes, jouent sur le fractionnement isotopique dans la matière organique. Trois voies de métabolismes sont observées durant la photosynthèse et délimitent trois types de plantes, les plantes en C3, C4 dont le nom dérive du nombre d'atome de carbone de l'intermédiaire métabolique et CAM (Crassulacean Acid Metabolism). Le métabolisme photosynthétique le plus répandu est celui des plantes en C3. Les voies métaboliques en C3 et C4 ne provoquent pas le même fractionnement isotopique du carbone au cours de son assimilation. Les plantes en C3 correspondent à une déviation du <sup>13</sup>C de l'ordre de -20‰ et les plantes en C4 de -7‰ par rapport à la valeur du CO<sub>2</sub> atmosphérique.

D'autres facteurs environnementaux affectent les valeurs de <sup>13</sup>Corg, tel que les précipitations, l'humidité, la salinité, la dégradation (Fig. 3.8).



**Figure 3.8.** Facteurs globaux, régionaux et locaux affectant les valeurs de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  des végétaux supérieurs (d'après Tyson, 1995 ; Tappert et al., 2013).

Au sein même de la matière organique, les composants biochimiques variés fractionnent différemment le carbone. Ainsi les lipides ont des valeurs de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  comprises entre -25 et -40‰. Certains lipides peuvent avoir des valeurs très négatives, jusqu'à -70‰ (Summons et al., 1994). La lignine a pour valeur de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  -25 à -30‰, la cellulose -20 à -25‰, les protéines -17 à -19‰ et les carbohydrates -19 à -21‰ (Meyers, 1997).

L'effet des facteurs environnementaux et du fractionnement différentiel selon les végétaux et leur contenu en différents composants permettent de reconnaître des gammes de valeurs de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  pour différents environnements (Tableau 3.3).

Category	Total range (‰)	Modal range (‰)
Terrestrial C4 plants	-6 to -23	-10 to -14
Terrestrial C3 plants	-23 to -35	-23 to -31
Terrestrial CAM plants	-11 to -33	
Salt marsh plants	-11 to -27	
Mangroves	-21 to -28	
Seagrasses	-3 to -24	-6 to -13
Benthic macroalgae	-11 to -28	-11 to -20
Marine plankton	-13 to -31	
Low to middle latitudes		-18 to -24
High latitude (Antarctic)		-25 to -31
Cyanobacteria (freshwater and marine)	-3 to -31	-10 to -22
Non-cyanobacterial freshwater plankton	-22 to -47	
Recent fluvial sediments	-20 to -29	
Recent lacustrine sediments	-15 to -30	
Recent marine sediments	-14 to -35	
Seagrass meadow sediments		-14 to -19
Low runoff/outer shelf sediments		-19 to -23
Recent dysoxic-anoxic facies*		-20 to -23
High runoff-inner shelf sediments		-23 to -27
Antarctic-South Atlantic and S. Indian Ocean sediments		-27 to -35
Ancient kerogens:		
Type I freshwater kerogens	-16 to -31	
Type I marine kerogens (pre-Neogene)	-27 to -34	
Type II (Neogene-Recent) kerogens	-20 to -24	
Type II (pre-Neogene) kerogens	-24 to -34	
Type III kerogens (Palaeozoic-Mesozoic)	-22 to -29	-22 to -26

\* Oxygen minimum zones and anoxic basins.

**Tableau 3.3.** Variabilité des valeurs isotopiques du  $^{13}\text{C}$  d'organismes terrestres et aquatiques, les sédiments et les kérogènes (Tyson, 1995).

Outre leur intérêt pour les reconstitutions environnementales, les analyses de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  peuvent permettre un calage stratigraphique par comparaison avec des courbes présentant des excursions importantes des valeurs de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  et dans la mesure où le enregistrement n'est pas affecté par des processus locaux, qui peuvent être liés à des variations de précipitation, évaporation, etc. Or au Paléogène, plusieurs excursions négatives et positives sont connues. Ceci devrait permettre d'utiliser les courbes de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  obtenues sur nos sites d'étude pour caler ces affleurements dans cette période de temps par comparaison avec la courbe de référence de Cramer et al. (2009) par exemple.

### 1.2.3 Palynologie

La palynologie repose sur l'étude des grains de pollen et autres palynomorphes d'échantillons de roche. Elle consiste en l'identification, à des degrés de détail différents selon la préservation et l'âge des pollens étudiés, du genre, de la famille ou de l'espèce à laquelle appartiennent les restes fossiles. Elle apporte des informations sur le paléoenvironnement, la paléogéographie, dont la présence de reliefs, la courantologie et le paléoclimat (Suc et al., 1984, 1992). Les études palynologiques ont été réalisées par Jean-Pierre Suc (spores et pollens) et Speranta Popescu (dinoflagellés).

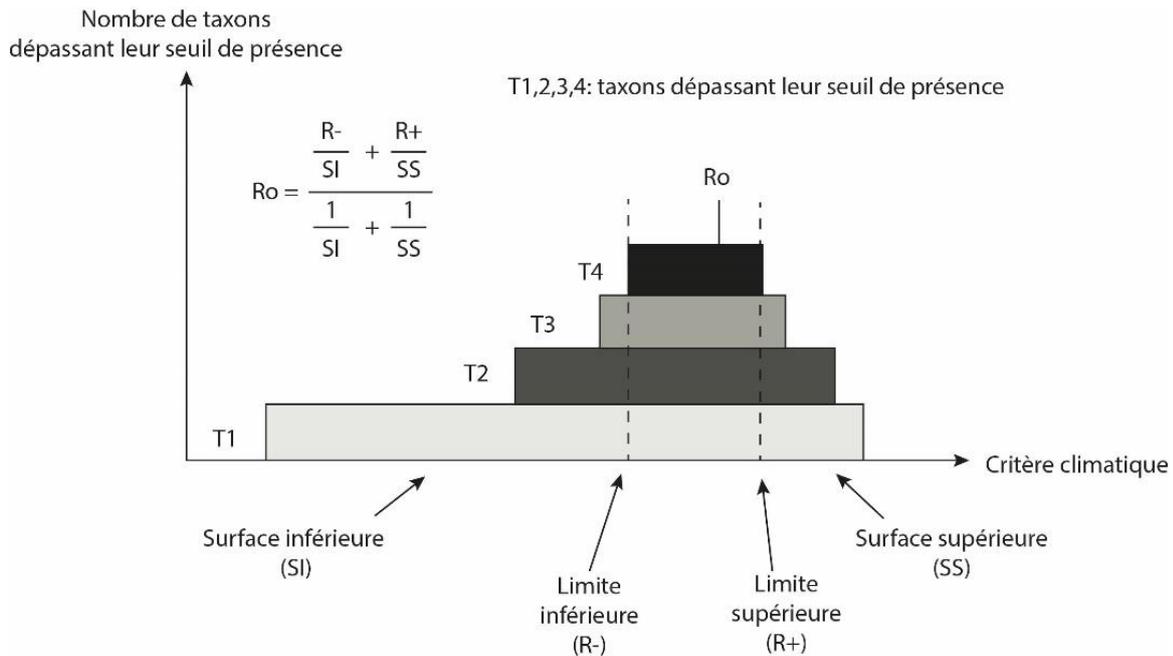
### .1.2.3.1 Préparation et observation des lames

Environ 20 g d'échantillon sont nécessaires à la réalisation de l'étude palynologique. Les échantillons sont préparés selon la méthode de Cour (1974). Ils subissent plusieurs attaques acides à l'acide fluorhydrique et chlorhydrique (HF et HCl) afin d'éliminer les minéraux (silicates, carbonates et fluorosilicates). Ils sont ensuite concentrés à l'aide d'une solution de ZnCl<sub>2</sub> de densité 2 et filtrés à 10µm. Le résidu est ensuite monté dans du glycérol afin de permettre la rotation des grains de pollen pendant l'observation ce qui améliore l'examen et donc l'identification botanique des grains de pollen. Les grains de pollen sont identifiés au microscope optique au grossissement x1000. Plus de 100 grains de pollen sont comptés par échantillon en excluant les grains de pollen de *Pinus* qui est généralement surreprésenté dans les flores polliniques.

### .1.2.3.2 Apports de la caractérisation des pollens

La réalisation de diagrammes polliniques peut permettre, par association de pollen de reconstituer les environnements climatiques et peut être utile pour définir le cadre chronostratigraphique des échantillons étudiés, dans le cas de grands changements climatiques ou environnementaux. Ceci est particulièrement intéressant dans les environnements dans lesquels ne se trouvent pas de nano- et microfossiles, comme les environnements continentaux. Outre cet apport chronologique, la palynologie apporte des informations sur les paléoclimats (association caractéristique d'un climat tropical, boréal, etc), les paléoenvironnements (présence de dinoflagellés, de plantes halophytes, de mangrove, etc) et indirectement les paléoaltitudes des terres pourvoyeuses des grains de pollen.

L'information qualitative fournie par les diagrammes polliniques peut être complétée quantitativement. Une étude supplémentaire peut être réalisée à partir des comptages des palynomorphes par une approche bioclimatique en utilisant la méthode de l'amplitude climatique. Cette approche, réalisée par Séverine Fauquette (Université de Montpellier), consiste en l'analyse de la distribution des pourcentages polliniques de chaque taxon représenté dans les spectres actuels en fonction de critères climatiques correspondants. Elle permet d'estimer les températures annuelles moyennes, les précipitations annuelles moyennes ainsi que les températures moyennes des mois froids et chauds. Pour de nombreux taxons présents dans les spectres actuels, il existe des graphiques de répartition des pourcentages polliniques en fonction de chacun des paramètres bioclimatiques. Ils permettent de déterminer des seuils de pourcentages polliniques pour ces taxons qui définissent des ensembles climatiques. Dans un spectre fossile, si un taxon dépasse un de ces seuils, cela signifie que ces exigences climatiques sont comprises dans l'intervalle correspondant. Ainsi pour un spectre donné, chaque taxon dépassant la valeur du seuil de présence fournit un intervalle climatique. Le climat le plus vraisemblable pour un ensemble de taxons excédant leur seuil de présence est fourni par le plus petit intervalle qui satisfait un maximum de taxon (Fauquette et al., 1998). La reconstruction moyenne ou valeur « la plus vraisemblable »  $R_0$  (Fig. 3.9), est une moyenne pondérée, inversement proportionnelle à la surface en dehors de l'intervalle de vraisemblance limité par les valeurs  $R_-$  et  $R_+$ , c'est-à-dire la surface  $SI$ , sous la limite inférieure  $R_-$  et la surface  $SS$ , au-dessus de la limite supérieure  $R_+$ .



**Figure 3.9.** Exemple d'histogramme composite de plusieurs taxons dépassant leur seuil de présence dans un spectre pollinique (T1, T2, T3, T4). Estimation climatique : intervalle de vraisemblance (R- et R+) et calcul de la valeur « la plus vraisemblable (Ro) » (d'après Fauquette et al., 1998).

Cette approche se base sur les assemblages de végétation de faible altitude pour éviter un biais vers des températures plus froides lié au transport de grains de pollen de haute altitude.

### .1.2.4 Palynofaciès

L'étude du kérogène en microscopie optique permet de caractériser la MO en termes de sources, de préservation et d'environnement de dépôt. Les observations et préparations de lames ont été faites au laboratoire à l'ISTeP (UMR7193), UPMC.

#### .1.2.4.1 Préparation des lames

Le kérogène des échantillons est extrait à l'aide d'une série d'attaques acides entrecoupées de rinçages à l'eau distillée. Les échantillons sont au préalable broyés à l'aide d'un mortier et d'un pilon à une granulométrie d'environ 2,5 mm. Une attaque à l'acide chlorhydrique (HCl) à 36% est menée afin d'éliminer les carbonates. Suite à cette attaque acide, un premier rinçage à l'eau distillée est réalisé. Une attaque à l'acide fluorhydrique à 50% est menée pour éliminer les silicates. Après rinçage une seconde attaque à l'HCl à 36% à chaud (80°C) permet de détruire les fluorosilicates formés lors de l'attaque précédente. La solution est ensuite neutralisée par rinçage et centrifugation. Ces attaques ne permettent cependant pas d'éliminer la pyrite souvent associée aux dépôts riches en MO.

Une première lame est réalisée sur ce résidu total (lames totales). Une partie de ce résidu total est ensuite filtrée afin de ne conserver que les éléments supérieurs à 10 µm, le filtrat est alors lui aussi monté (lames filtrées).

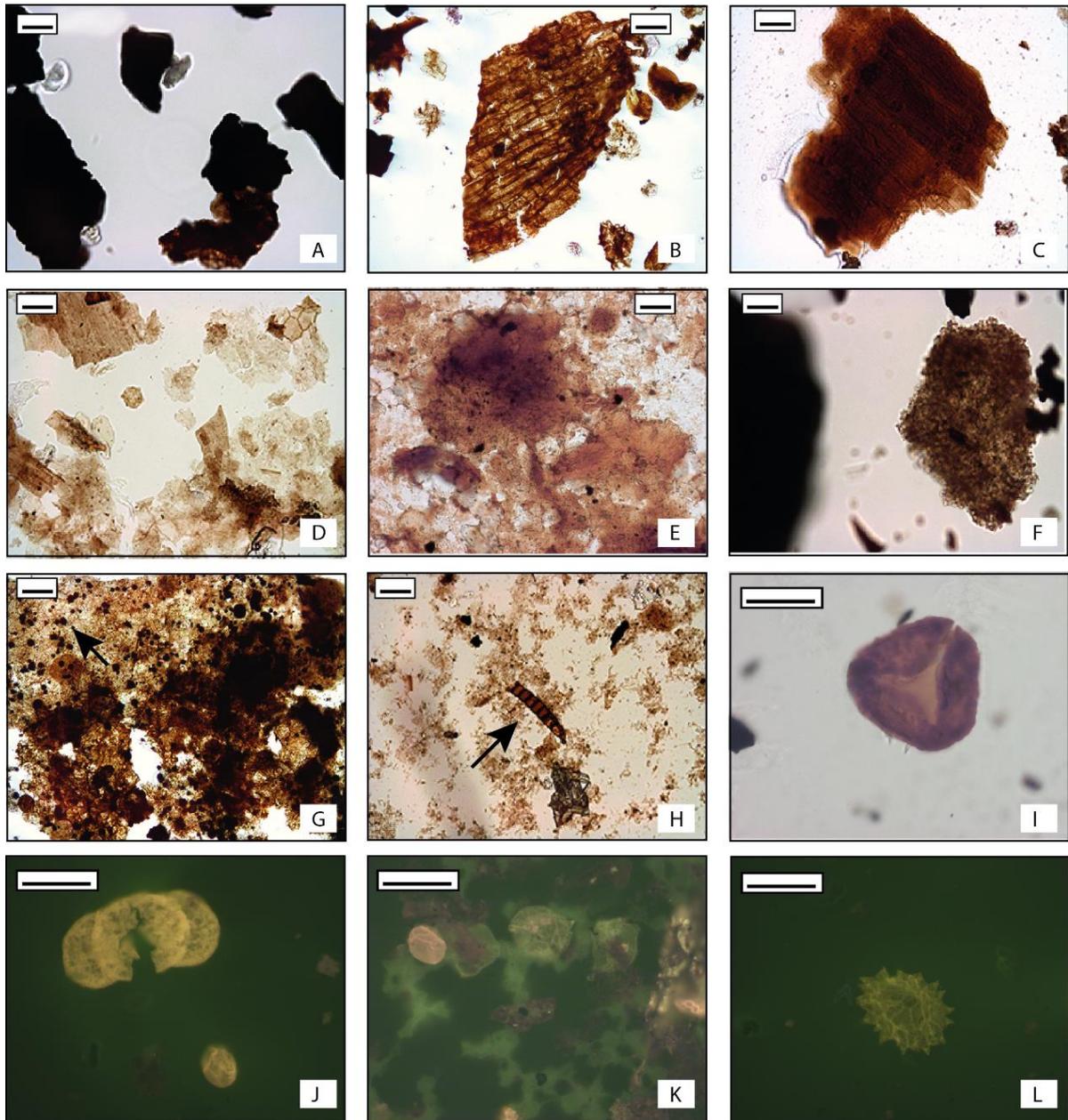
Les observations des lames ont été effectuées à l'aide d'un microscope Axioplan2 Imaging Zeiss sous lumière transmise et ultraviolets (afin d'observer la fluorescence des particules) à un grossissement de x63. La fluorescence fournit une aide dans la détection de petites particules organiques (grains de pollen, algues, ...) surtout quand la lame est riche en matière amorphe. Elle permet également d'estimer la préservation de la matière organique car la fluorescence diminue lorsque la dégradation est plus forte (Tyson, 1995). Pour les lames totales, au moins 2000 unités de surface (d'environ 20µm de côté) ont été comptées afin d'estimer la proportion relative de chaque fraction organique.

#### .1.2.4.2 Méthode de comptage et classes de particules

Il existe de nombreuses méthodes de comptages des lames palynofaciès qui diffèrent notamment sur les classes de particules utilisées (Tyson, 1995). Les classes de particules définies dans cette étude sont (Planche 1) :

- Les phytoclastes, des fragments de tissus ligno-cellulosiques de plantes supérieures qui sont subdivisés en :
  - Phytoclastes translucides : regroupent les particules translucides de couleur jaune à marron et présentant parfois une structure cellulaire bien préservée. Ce groupe comprend les fragments ligno-cellulosiques plus ou moins sombres et les cuticules qui correspondent à la couche de cellules épidermiques la plus externe des tiges et feuilles de la plupart des plantes supérieures (Tyson, 1995 ; Batten, 1996).
  - Phytoclastes opaques : ce sont des particules noires aux bords bien visibles qui correspondent à des phytoclastes ayant subi une forte oxydation ou une combustion.
  - Phytoclastes gélifiés : ce sont des particules de couleur orange à marron foncé qui présentent parfois des structures préservées. Les phytoclastes gélifiés ont subi une dégradation bactérienne en milieu hydromorphe (Batten, 1996).
- La MO amorphe qui ne présente pas de structure identifiable en microscopie optique :
  - Matière Organique Amorphe grumeleuse: une MOA aux bords diffus dont la couleur est grisâtre. Elle peut aussi bien dériver de MO phytoplanctonique et zooplanctonique marine ou lacustre que de cuticules très dégradées (Batten, 1996).
  - Matière Organique Amorphe gélifiée : c'est une MOA orangée aux bords nets et à l'aspect gélifié. Elle correspond à des phytoclastes gélifiés ayant subi une forte dégradation en milieu hydromorphe (Tyson, 1995).
  - Matière Organique Amorphe diffuse : elle ressemble à la matière amorphe gélifiée mais n'a pas de bords nets. Elle semble liée à une dégradation des phytoclastes dans nos exemples.
  - Matière Organique Amorphe fluorescente : elle ressemble à la matière organique amorphe grumeleuse en lumière transmise mais apparaît jaune vif ou vert sous fluorescence. Ceci est dû à sa forte teneur en molécules aliphatiques liée à son origine phytoplanctonique (Batten, 1996).
  - Les résines et ambres qui ont généralement une couleur jaune ou orangée, ne possèdent pas de structures et ont des formes variables pouvant être conchoïdale ou arrondie. Elles apparaissent éclatantes sous fluorescence.

- Les palynomorphes, des microfossiles à parois organiques qui comprennent :
  - Les *Botryococcus* : ce sont des restes (parois) d'algues vertes microscopiques d'eaux douces à saumâtres vivant en colonies. Elles apparaissent généralement sous forme globulaire. La forte proportion de lipides aliphatiques leur donne une couleur jaune vif en fluorescence.
  - Les *Pediastrum* : ce sont des algues vertes microscopiques d'eaux douces qui vivent en colonie. Elles ont une forme de roue dentée avec des cellules organisées radialement. Leur richesse en hydrogène leur confère une couleur verte sous lumière fluorescente.
  - Les spores et grains de pollen sont de taille et formes diverses, généralement triangulaire ou ovoïde. La sporopollénine qui compose leur enveloppe apparaît plus ou moins jaune sous lumière fluorescente.
  - Les kystes de dinoflagellés : ce sont des kystes de micro-organismes aquatiques essentiellement hétérotrophes dotés de flagelles. Ces kystes ont des formes variées, avec ou sans processus (excroissances). Ils sont riches en hydrogène et apparaissent jaune ou vert vif sous fluorescence.
  - Les hyphes : ce sont des filaments de mycéliums de champignons qui se présentent sous formes tubulaires dans lesquels on peut voir des cavités internes divisées par des cloisons.
  
- Des grains de pyrite sont observables sur la palynofaciès, souvent en association à la matière organique amorphe.



**Planche 1** : particules observées sur les palynofaciès. A : phytoclastes opaques, échantillon CoMi 13-14. B : phytoclastes translucide, échantillon Reindeer D-27 1682 m. C : phytoclastes translucide en cours de gélification, échantillon CaH 13-8. D : phytoclastes translucides dont cuticules, échantillon CaH 13-12. E : matière organique gélifiée et matière organique amorphe diffuse, échantillon CaH 13-8. F : matière organique amorphe grumeuleuse, échantillon CoMi 13-48. G : grains de pyrite (flèche) dans de la matière organique amorphe, échantillon Taglu G-33 2456 m. H : hyphe de champignon (flèche), échantillon CaH 13-12. I : spore montrant une coloration brune, échantillon CaH 13-60. J : grain de pollen sous fluorescence, échantillon 13-60. K : kystes de dinofagellés et grain de pollen sous fluorescence, échantillon CaH 13-58. L : Pédiastrum, échantillon CaH 13-60. Barre d'échelle 40µm.

### 1.2.4.3 Transport différentiel des particules de matière organique terrestre

Selon la taille des particules et leur nature, celles-ci vont subir un transport différentiel depuis le continent vers l'océan. McArthur (2016) (Fig. 3.10) a ainsi montré la répartition des différents types de particules organiques dans un chenal sous-marin, entre le centre du chenal et les levées en fonction de la flottabilité. La taille, la forme et la densité des particules jouent également un rôle dans leur distribution spatiale (Tyson et Follows, 2000). La forme allongée des particules opaques leur confère une flottabilité plus importante que celle des particules équantes. Les grains de pollen, en particulier les bissacates, présentent également une meilleure flottabilité que les spores (Koutsoukos, 2007). De plus la résistance des particules à la dégradation peut également jouer un rôle sur la distance de transport que ces particules vont supporter. En particulier, les particules opaques, qui sont les plus réfractaires, peuvent être transportées sur de grandes distances (Tyson et Follows, 2000). Plusieurs exemples d'environnement deltaïques, ou côtiers montrent de grandes quantités de particules opaques dont l'abondance vers les environnements plus distaux est d'autant plus grande que la taille des particules est petite (Tyson, 1995).

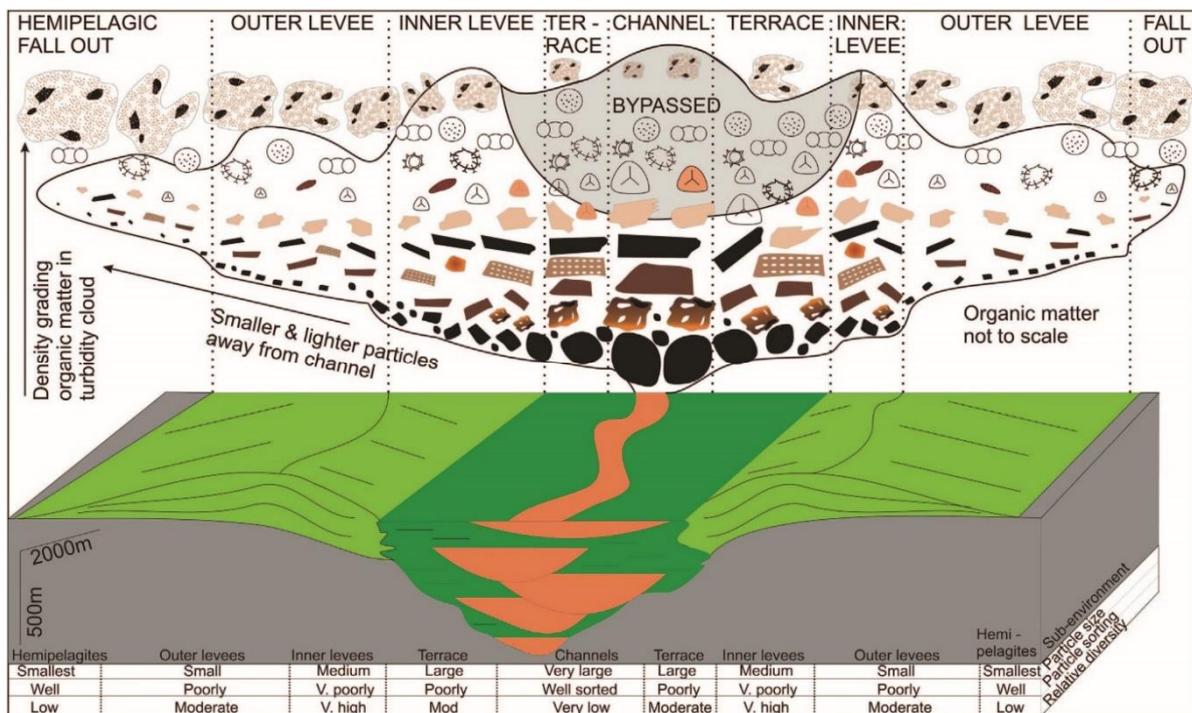


Figure 3.10. Illustration schématique de la distribution des particules de matière organique dans un système de chenaux levées marin profond (McArthur et al., 2016).

## .2 La minéralogie

---

### .2.1 Généralités sur la minéralogie de la fraction argileuse

Les minéraux argileux sont formés principalement par l'altération des roches. Selon le type d'altération, mécanique ou chimique, et selon les conditions environnementales, différents types d'argiles vont se former. Les cortèges argileux enregistrent ces conditions environnementales et peuvent ainsi être utilisés afin de reconstituer les conditions climatiques sous lesquelles ces minéraux se sont formés.

#### .2.1.1 Structure des minéraux argileux

Les minéraux argileux consistent en des couches de silicates hydratées qui constituent une grande part de la famille des phyllosilicates. Ils se présentent sous forme de particules de petites dimensions. On distingue quatre niveaux d'organisation : les plans qui sont constitués d'atomes, les couches tétraédriques ou octaédriques constituées de plusieurs plans, les feuillets constitués de plusieurs couches et le cristal.

Plusieurs groupes de minéraux argileux sont définis en fonction de la structure des feuillets, c'est-à-dire l'organisation des couches octaédriques et tétraédriques. Trois types principaux de feuillets sont reconnus, les feuillets 1:1 (ou T.O.) constitués d'une couche tétraédrique et une couche octaédrique et les feuillets 2:1 (ou T.O.T.) constitués de deux couches tétraédriques séparées par une couche octaédrique. L'espace entre deux feuillets successifs est appelé espace interfoliaire. Le troisième type de feuillet 2:1:1 (ou T.O.T.O.), est constitué de deux couches tétraédriques encadrant une couche octaédrique. L'espace interfoliaire est rempli par une couche octaédrique. Des substitutions peuvent avoir lieu dans les tétraèdres ( $\text{Si}^{4+}$  remplacé par  $\text{Al}^{3+}$ ) ou octaèdres ( $\text{Al}^{3+}$  remplacé par  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  ou  $\text{Fe}^{3+}$ ) ce qui peut induire des déficits de charges dans les feuillets. Selon l'électroneutralité des feuillets, des cations ou de l'eau vont se mettre en place dans l'espace interfoliaire pour neutraliser les charges négatives. Un autre type de minéraux argileux est rencontré, les interstratifiés. Ceux-ci correspondent à l'empilement ordonné ou non de feuillets de différentes espèces de minéraux argileux.

La classification des minéraux argileux (Tableau 3.4) est donc basée sur le type de feuillet, sur le caractère di- ou trioctaédrique de la couche octaédrique (occupation des sites octaédriques, 2/3 : dioctaédrique, 3/3 : trioctaédrique), sur le déficit de charge induit par des substitutions dans les sites octaédriques ou tétraédriques et sur la nature de l'interfoliaire. Selon la taille du cation interfoliaire, l'espacement entre les feuillets présente des largeurs différentes. Ces largeurs différentes permettent d'identifier les différentes espèces de minéraux argileux par diffraction des rayons X.

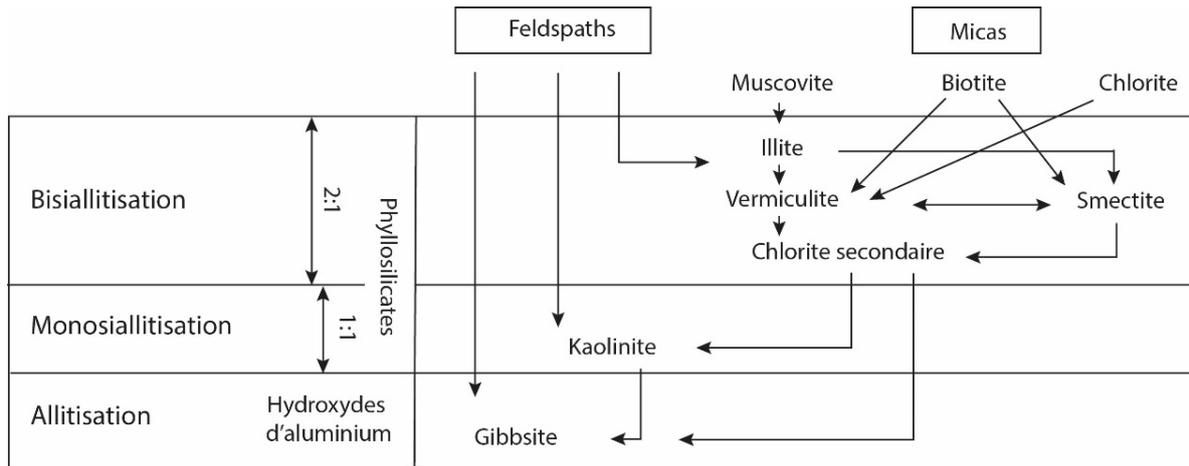
Caractéristiques cristallines	Minéraux dioctaédriques	Minéraux trioctaédriques
<b>Minéraux 1/1</b>		
TOT, $Q = 0$	KAOLINITE	SERPENTINE
<b>Minéraux 2/1</b>		
TOT, $Q \sim 0$	PYROPHYLLITE	TALC
TOT, $Q = 0,4 - 1,2$	SMECTITE Al : montmorillonite, beidellite Fe : nontronite	SMECTITE Mg : saponite, hectorite
TOT, $Q = 1,2 - 1,8$	VERMICULITE	VERMICULITE
TOT, $Q = 1,8 - 2,0$	ILLITE	
TOT, $Q = 2,0 - 4,0$	MICAS	MICAS
<b>Minéraux 2/1/1</b>		
TOTO, $Q$ variable	CHLORITES	CHLORITES

**Tableau 3.4.** Classification des phyllosilicates (d'après Meunier, 2003).

### 2.1.2 Origine des minéraux argileux

Les minéraux argileux sont fréquemment utilisés, en particulier pour les dépôts récents, pour reconstituer les environnements et les climats car la proportion primaire en minéraux argileux dans un sédiment dépend principalement du lessivage des sols et des roches qui est contrôlé essentiellement par des facteurs climatiques (température, précipitation) et tectonique (surrection) (Chamley, 1989).

Les minéraux argileux sédimentaires peuvent avoir plusieurs origines, la plus répandue étant l'érosion, le transport et le dépôt de formations géologiques et pédologiques exposées à la surface des continents. Les processus de surface qui dérivent de l'interaction entre la lithosphère, l'atmosphère et l'hydrosphère et la biosphère mènent à l'altération des surfaces exposées. L'altération regroupe les processus responsables de la fragmentation des roches, de la production d'ions en solution et le développement des surfaces pédogéniques. L'intensité de l'altération dépend principalement de la lithologie (poreuse, hétérogène, fracturée), du climat et de la morphologie qui déterminent le caractère physique ou chimique de l'altération. L'altération chimique est favorisée dans les zones où l'hydrolyse est importante. A l'inverse l'altération physique se développe dans les zones où l'hydrolyse est réduite, en climat froid et sec ou dans les zones orogéniques où l'érosion prévaut. Les produits d'altération peuvent être de différents types, produits résiduels ou hérités, produits transformés qui correspondent à des minéraux qui conservent une partie de la structure silicatée de leur précurseur et les produits néoformés qui cristallisent à partir des ions en solution. Trois types de transformations existent en fonction de l'hydrolyse : la bisiallisation, la monosiallisation et l'allitisation (Fig. 3.11).



**Figure 3.11.** Formation des différents types de minéraux argileux en fonction du processus d'hydrolyse mis en jeu. La bisiallisation conduit à la formation de phyllosilicates de structure 2:1, seule une partie de la silice et des cations solubles est lessivée. La monosiallisation conduit à la formation de phyllosilicates de structure 1:1, les cations solubles sont totalement éliminés. L'allitisation correspond à l'hydrolyse totale et conduit à la formation d'hydroxydes d'aluminium.

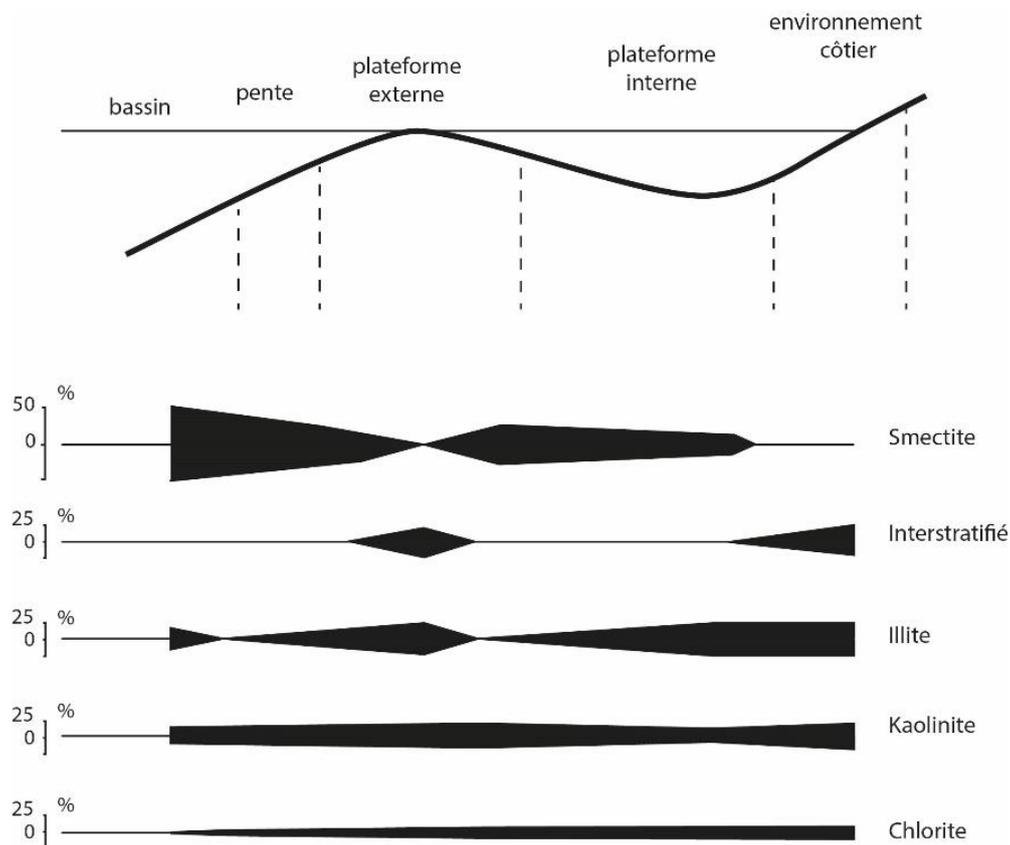
L'étude des sols riches en argiles dans diverses régions permet d'observer une zonation des processus d'altération en fonction des conditions climatiques. Cette zonation permet de classer les différents types d'argiles en fonctions des conditions climatiques (Chamley, 1989 ; Deconinck et al., 2016).

- Les climats très froids ou très secs conduisent à une altération essentiellement physique et donc à la production de minéraux argileux dérivés des roches parents, principalement des illites et des chlorites.
- Les conditions fraîches et humides sont responsables du développement de minéraux argileux très dégradés dérivés des roches parents, tels que des illites dégradées, des vermiculites et des interstratifiés.
- Les climats tempérés-humides et chauds-subarides favorisent la formation de phyllosilicates de type 2:1. Sous des conditions tempérées les minéraux formés consistent principalement en des argiles altérées telles que des interstratifiés irréguliers, des vermiculites et des smectites dégradées. Sous des conditions plus chaudes et arides à semi-arides les minéraux formés correspondent principalement à des smectites ferrifères.
- Les climats chauds et humides induisent une forte hydrolyse et au lessivage des ions. La néoformation de minéraux dépend de la proportion de silice, fer et aluminium disponible dans le sol. La kaolinite est souvent formée sous ces conditions.

Cette zonation suivant les zones climatiques peut être modifiée de diverses façons par les conditions locales. En particulier, les substrats volcaniques permettent généralement une accélération des processus d'altération. Les zones actives tectoniquement sont caractérisées par une altération physique et une érosion importante qui empêche la formation de sols et donc d'argiles dans les sols en équilibre avec le climat local.

### 2.1.3 Transport des particules argileuses

Le transport des minéraux argileux des continents vers l'océan provoque une ségrégation des argiles par décantation différentielle (Fig. 3.12). Les minéraux argileux ayant la plus forte flottabilité sont les smectites et les argiles fibreuses. Cette meilleure flottabilité n'est pas uniquement liée à la taille des particules mais également à la densité et la forme des smectites (Chamley, 1989). Le tri granulométrique des argiles en fonction de la distance se fait souvent sur quelques dizaines de kilomètres.



**Figure 3.12.** Distribution des minéraux argileux de la plateforme carbonatée Berriasien-Valanginien subalpine, Ouest de la Suisse (d'après Adatte et Rumley, 1984).

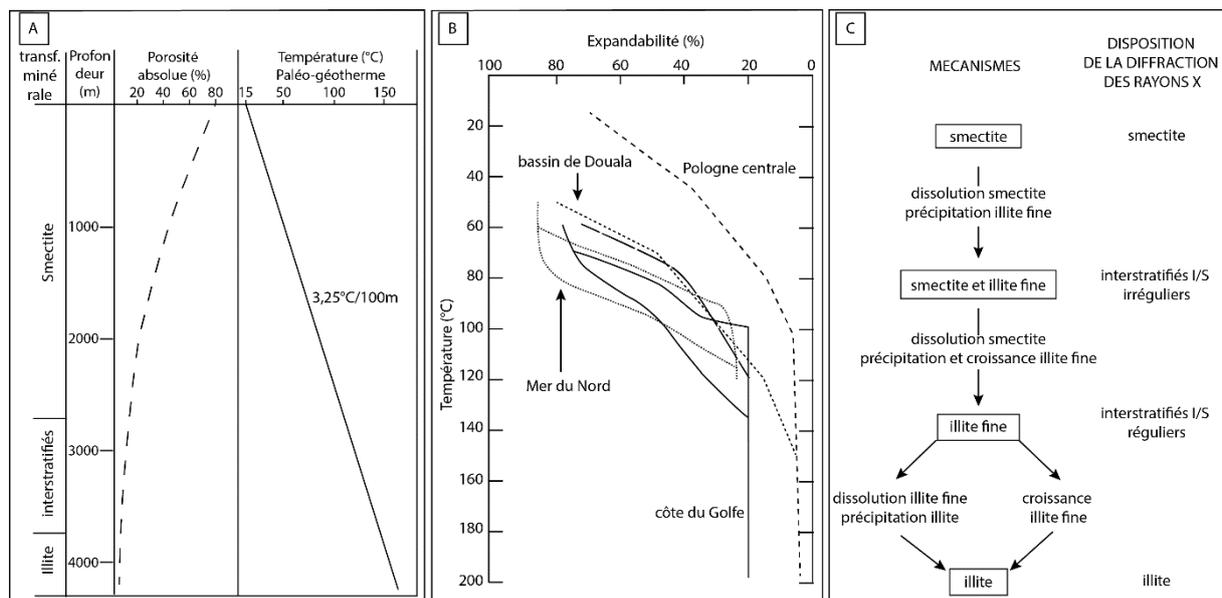
Ce phénomène de tri granulométrique en faveur des smectites, peut être affecté par de nombreux facteurs locaux tels que la taille et la nature des minéraux argileux, l'association avec des oxydes ou de la matière organique, la turbulence de l'eau, la dissociation de floccules, etc. Les argiles ont tendance à former des complexes organo-minéraux. Ils proviennent de la formation de liaisons électrostatiques entre les minéraux argileux et la matière organique du sol, en particulier les acides humiques, mais aussi en domaine marin par association avec de la matière organique amorphe (dans des pelottes fécales, du mucus). Ce phénomène d'agrégation favorise le transport vertical des argiles vers le sédiment. Cette capacité d'adsorber les substances minérales ou organiques avec lesquelles elles sont en contact provient de la structure des minéraux argileux. Les argiles peuvent être considérées comme des plaquettes possédant deux grands types de faces, les faces basales et les faces latérales. Les mécanismes d'adsorption des espèces chimiques en solution par les minéraux argileux font intervenir à la fois les surfaces basales et latérales.

Dans les smectites en particulier, les espaces interfoliaires sont bordés de plans d'oxygène chargés négativement (O des couches tétraédriques). Des anions en solution aqueuse peuvent être adsorbés par les smectites en formant des complexes cationiques chélatés (avec le fer notamment). Les smectites ont une grande capacité d'échange cationique, et peuvent donc adsorber de nombreux éléments à la surface de leurs feuillets, notamment des substances organiques.

### 2.1.4 Diagenèse

Lorsqu'ils sont soumis à l'enfouissement et à la diagenèse, les minéraux argileux se transforme et se réorganisent. Ces transformations vont avoir différents effets selon le type d'argiles mais vont mener de façon générale à une augmentation de leur taille et de la solidité de leur structure.

L'effet de l'augmentation de la température, liée à l'augmentation de la profondeur, est particulièrement visible sur les smectites, par la diminution de leur expandabilité (Fig. 3.13). L'illitisation semble résulter principalement d'échanges chimiques impliquant le potassium et l'aluminium relâchés par la dégradation de smectite. Elle conduit tout d'abord à la formation d'interstratifiés illite/smectite puis d'illite. Les modifications qui affectent les minéraux argileux se produisent généralement à des profondeurs d'enfouissement supérieur à 2 km (Chamley, 1989).



**Figure 3.13.** A : Relation entre la profondeur d'enfouissement, la porosité, la température et les transformations minéralogiques dans des sédiments argileux Néogène du Japon (d'après Aoyagi et Kazama, 1980). B : diminution de l'expandabilité des smectites en fonction de la température dans les dépôts de plusieurs bassins sédimentaires (d'après Srodon et Eberl, 1984). L'évolution la plus systématique de séries enfouies à plus de 2 km de profondeur et soumises à des températures supérieures à 60-80°C est l'illitisation progressive des smectites. C : processus d'illitisation par dissolution des smectites et précipitation d'illite. Ce processus mène à la formation d'interstratifiés illite/smectite (d'après Nadeau et al., 1985).

## .2.2 Méthodes d'analyses de la minéralogie

### .2.2.1 La diffraction aux rayons X

La diffraction aux rayons X est une méthode permettant la détermination des phases minérales présentes dans les sédiments.

La loi de Bragg lie la longueur d'onde des rayons X aux distances inter-réticulaires qui diffractent ces rayons (Bragg, 1913) :

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

n=ordre de diffraction (entier)

$\lambda$ =longueur d'onde des rayons

d=distance inter-réticulaire

$\theta$ =angle entre le faisceau incident et le réseau de plans

Un détecteur mesure l'intensité du rayonnement X diffracté selon l'angle  $2\theta$ . L'appareil utilisé est un diffractomètre Bruker équipé d'un tube à rayons X à anticathode en cuivre ( $\lambda = 1,54\text{\AA}$ ) et d'un détecteur linéaire situé au laboratoire de l'ISTeP de l'UPMC. Le programme choisi pour les poudres totales représente les pics de diffraction de  $2,5$  à  $75^\circ 2\theta$  avec un pas de temps de  $0,2$  s. Pour les cortèges argileux le programme représente les pics de diffraction de  $2,5$  à  $35^\circ 2\theta$ . L'analyse est réalisée sur des poudres placées sur des lames creusées pour le bulk et sur des lames orientées pour le cortège argileux. Les diffractogrammes obtenus sont analysés à l'aide du logiciel MacDiff® 4.2.5 pour l'identification des phases minérales.

#### .2.2.1.1 Protocole de préparation des lames orientées d'argile

Le but de cette étape est de préparer des lames contenant uniquement la fraction argileuse et d'orienter les minéraux argileux, afin d'améliorer la qualité des diffractogrammes, c'est-à-dire augmenter la réponse des pics 001 des minéraux (Holtzappel, 1985 ; Moore et al, 1997).

Après broyage, les échantillons sont décarbonatés avec 125 ml d'acide chlorhydrique dilué HCl N/5. Le pH est vérifié régulièrement avec du papier pH universel puis l'attaque à l'acide chlorhydrique est arrêtée en diluant avec de l'eau déminéralisée. Les échantillons sont ensuite rincés 3 fois afin d'éliminer l'acide. L'étape suivante consiste à rincer les solutions jusqu'à défloculation des argiles. On considère que les argiles ont défloculées lorsque l'eau surnageante reste trouble plusieurs minutes après agitation. Une fois les échantillons défloculés, il est nécessaire de procéder à une microhomogénéisation avant la sédimentation. Les solutions sont homogénéisées durant 1min à 5000trs/min. La sédimentation est basée sur la loi de Stokes pour une particule sphérique :

$$t = 190 \frac{d^2}{x}$$

t= temps de sédimentation (min)

d=diamètre des particules ( $\mu\text{m}$ )

x=profondeur de descente des particules de diamètre d (cm)

Pour extraire la fraction inférieure à  $2 \mu\text{m}$  d'une suspension agitée au temps  $t=0$ , il faut prélever au temps  $t=50$  min le centimètre supérieur de la suspension à l'aide d'une seringue. Une fois la solution prélevée, elle est centrifugée à 3500 trs/min pendant 1h30.

Après centrifugation, une pâte est récupérée et étalée sur une lame de verre creusée, à l'aide d'une lamelle. Chaque lame est passée aux rayons X 3 fois :

- sans traitement, c'est l'échantillon naturel ;
- après traitement à l'éthylène-glycol, afin de faire gonfler les feuillets ;
- après chauffage dans un four à moufle à 450°C pendant 4h30 ;

Pour le traitement à l'éthylène-glycol, les lames sont placées durant une nuit dans un évaporateur contenant le produit. Le traitement au chauffage permet d'éliminer la kaolinite afin d'identifier la présence éventuelle de chlorite dont le pic 002 se superpose au pic de la kaolinite.

#### .2.2.1.2 Estimation semi quantitative (surface des pics)

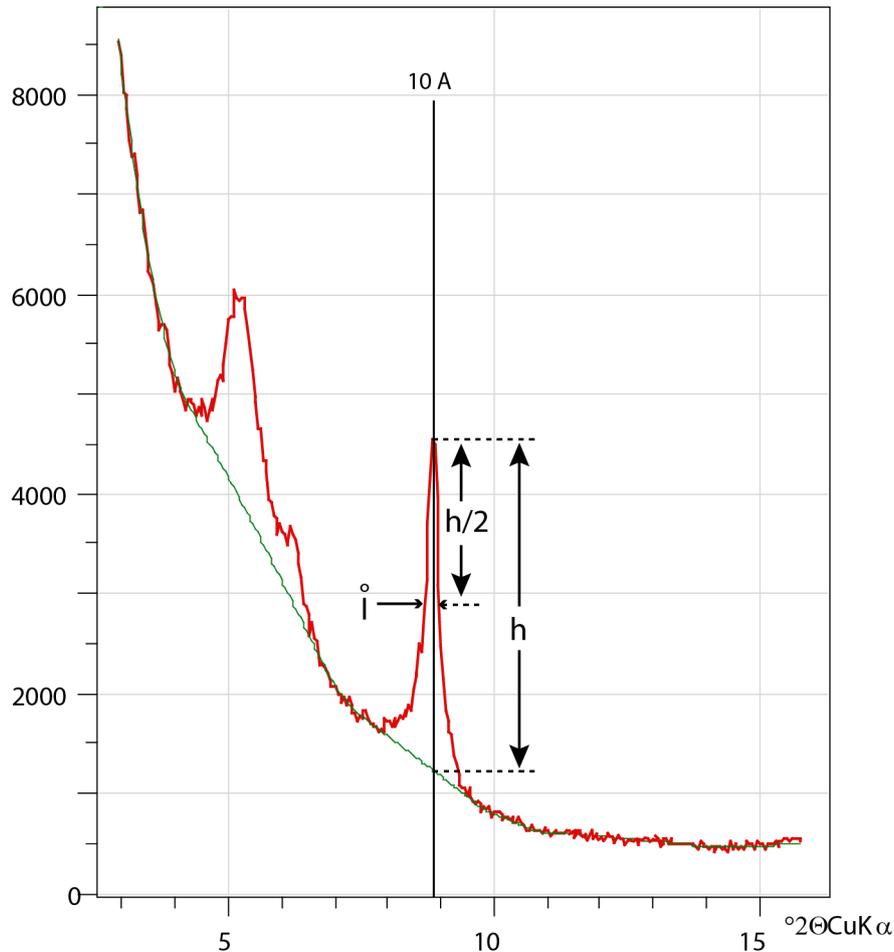
A l'aide du logiciel MacDiff® 4.2.5, tous les diffractogrammes sur lames orientées ont été analysés afin d'estimer la quantité de chaque phase minérale. Pour ce faire, la surface du pic majeur de chaque minéral est mesurée par le logiciel. La surface des pics est ramenée à un pourcentage pour chaque minéral. Il faut garder à l'esprit qu'il s'agit de semi-quantification, on considère les résultats avec un degré d'incertitude d'au moins 5%.

Pour les lames orientées, la quantification est réalisée sur les diffractogrammes glycolés. Les diffractogrammes naturels et chauffés servent à identifier la présence de minéraux en comparaison avec les diffractogrammes glycolés. En effet, le pic majeur de la kaolinite ne change pas de position entre le diffractogramme naturel et glycolé alors qu'il disparaît sur le chauffé. Le pic de la chlorite à 14Å ne change pas de position selon les traitements, son pic à 7Å superposé au pic majeur de la kaolinite est visible sur le chauffé après élimination de la kaolinite. Enfin les pics des minéraux interstratifiés illite-smectite se différencient mieux sur les diffractogrammes glycolés du fait du gonflement des feuillets smectitiques.

#### .2.2.1.3 Autres paramètres calculés, interstratifiés, indices de cristallinité

A partir des diffractogrammes plusieurs paramètres des minéraux peuvent être calculés. Dans le cas des interstratifiés, notamment illite/smectite, la comparaison des essais naturels et glycolés permet de déterminer l'organisation des interstratifiés, c'est-à-dire réguliers ou irréguliers. L'apparition d'un pic à 17Å sur l'essai glycolé est symptomatique d'interstratifiés irréguliers alors que les interstratifiés réguliers montreront un pic vers 13Å. De plus, la position des pics 001/002 et 002/003 c'est-à-dire les pics correspondant respectivement au 1<sup>er</sup> pic d'illite et deuxième pic de smectite et au deuxième pic d'illite et troisième pic de smectite permet d'estimer les proportions de chacune des phases dans l'interstratifié. De façon plus précise, la distance entre les pics 001/002 et 002/003 permet cette estimation (Moore et Reynolds, 1997). Ce même calcul peut être appliqué pour d'autres types d'interstratifiés, par exemple chlorite/smectite, etc.

Les indices de cristallinité de divers minéraux argileux peuvent également être calculés. L'indice de cristallinité de l'illite est calculé à partir de la largeur à mi-hauteur du pic 001 de l'illite sur l'essai glycolé. Plus la valeur est faible mieux est cristallisée l'illite (Fig. 3.14).



**Figure 3.14.** Méthode de calcul des indices de cristallinité de lœillite ( $I^\circ$ ). Pour lœillite, la cristallinité correspond à la largeur à mi-hauteur du pic 001 sur lœessai glycolé.  $H$  : hauteur du pic,  $h/2$  : moitié de la hauteur du pic.

### .2.2.2 Observations au MEB

Afin de différencier les minéraux détritiques et authigéniques, une observation au microscope électronique à balayage a été menée sur le MEB de la plateforme de microscopie électronique de lœOSU Ecce Terra. Une fraction de différents échantillons est placée sur un support adhésif, du scotch double face gommé conducteur. Les particules peu adhérentes sont éliminées par renversement. Lœensemble est ensuite métallisé par pulvérisation cathodique sous cloche afin de permettre la conduction des électrons à la surface de lœéchantillon. Les observations sont réalisées sur les images en électrons rétrodiffusés et les images en électrons transmis.

Cette approche a été réalisée principalement pour lœobservation de la kaolinite. La kaolinite détritique présente un arrangement des feuillettes et une forme de ceux-ci mal définie qui traduit les processus dœaltération. Au contraire la kaolinite authigène est remarquable par une structure bien définie des feuillettes qui sœorganisent en « book » de feuilles pseudo hexagonales (Wilson et al., 1977).

## .3 Eléments majeurs et traces

La géochimie inorganique permet d'étudier la concentration en éléments traces (Ba, Cu, Cr, Mo, Ni, Pb, U, V, Zn, Zr) et majeurs (Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Si, Ti). Les analyses sont réalisées sur roche totale.

### .3.1 Apport des éléments traces et majeurs

Les éléments traces sont présents dans l'océan sous forme soluble ou adsorbés sur des particules. Le contenu en éléments traces dans les sédiments est du à trois sources, le matériel terrigène d'origine fluviatile ou éolienne, les restes biogéniques de plancton et l'enrichissement lors de la diagenèse précoce. En première approximation, le matériel terrigène détritique est souvent considéré comme donnant des informations sur sa provenance. En effet la composition chimique des sédiments dépend fortement de la composition de la roche source. Cependant l'abondance des éléments majeurs et traces est souvent altérée par des traces d'activités biologiques ou diagénétiques. Le remaniement d'éléments majeurs et traces dissous dans la colonne d'eau dans les sédiments résulte de processus biotiques et abiotiques. Les processus biotique comprennent l'assimilation d'éléments traces par le plancton comme micronutriment. Les processus abiotiques sont relativement restreints dans les environnements oxiques. Dans les environnements suboxiques, des enrichissements en éléments traces peuvent se produire par diffusion d'éléments traces dissous à l'interface eau-sédiment ou par remobilisation et distribution le long d'un gradient redox dans le sédiment.

L'élément le plus important, essentiellement non affecté par les processus biologiques ou diagénétiques en environnement côtier est l'aluminium. L'aluminium fait partie de la composition de la plupart des minéraux détritiques, est abondant dans les aluminosilicates et relativement peu dans l'océan (notamment dans les minéralisations biogéniques). Pour ces raisons, l'Al est l'élément choisi pour quantifier les apports détritiques terrigènes en environnement côtier par construction de rapports élément/Al (Calvert et Pedersen, 1993). Ce rapport permet de déterminer des enrichissements ou appauvrissements d'un élément par déviation par rapport à une composition moyenne d'argiles et de définir un facteur d'enrichissement EF (Brumsack et al., 2006) :

$$EF = \frac{\frac{C_{élément}}{C_{Al}}}{\frac{C_{élément}}{C_{Al}}_{argiles}}$$

Quelques restrictions existent à l'utilisation de la normalisation par Al. Van der Weijden (2002) a montré que les corrélations entre variables peuvent être faussées dans le cas où le coefficient de variation de la concentration en Al est grand comparé au coefficient de variation des éléments traces. Dans les sédiments marins qui ont une fraction détritique inférieure à 3-5% et un excès en Al par rapport à d'autres éléments détritiques tel que le titane, l'excès en Al peut provenir hydroxydes recouvrant des particules organiques ou de la formation d'argiles authigènes (Timothy et Calvert, 1998). Ce biais peut être minimisé en considérant les variations

stratigraphiques du facteur d'enrichissement plutôt que les valeurs absolues (Tribovillard et al., 2006).

Dans les sédiments, une portion des éléments traces et majeurs est d'origine détritique. Un des moyens de différencier une origine détritique ou authigénique est de comparer l'enregistrement en élément trace à celui de l'aluminium ou du titane qui sont généralement majoritairement d'origine détritique et immobiles durant la diagenèse. Pour une origine mixte, un moyen d'estimer la part authigène est de calculer l'excès de cet élément par rapport à l'abondance moyenne dans les argiles :

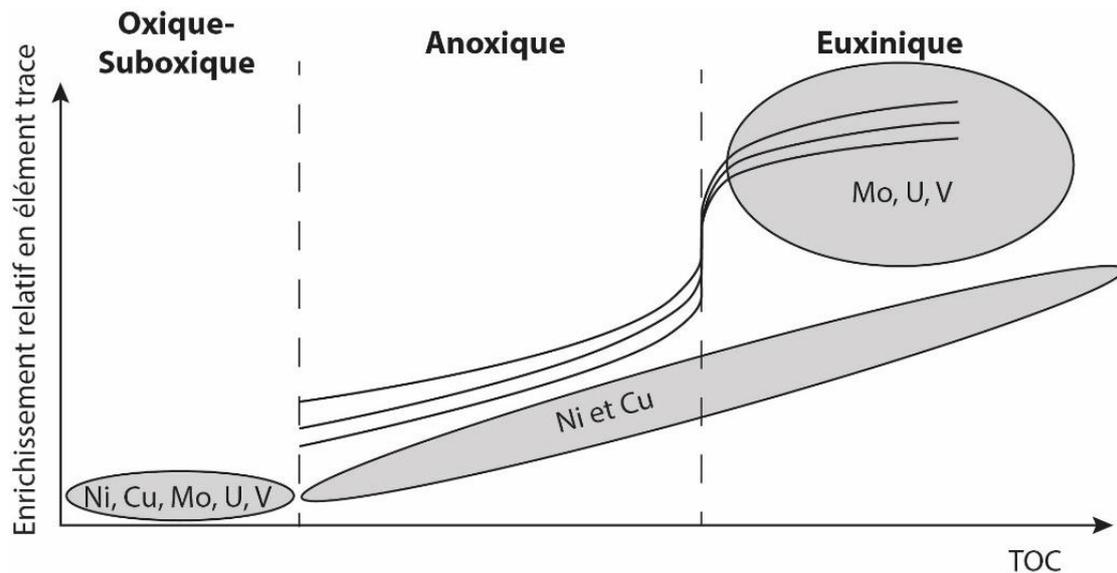
$$\text{Excès} = \frac{C_{\text{élément}}}{C_{\text{Al ou Ti}}} - \frac{C_{\text{élément}}}{C_{\text{Al ou Ti}}}_{\text{argiles}} \times C_{\text{Al ou Ti}}_{\text{argiles}}$$

$$\text{Part authigène} = \frac{\text{Excès}}{C_{\text{élément}}_{\text{argiles}}}$$

Dans les sédiments marins, les concentrations en certains éléments varient en fonction des conditions de dépôt et suivant leur origine (détritique, biogénique et authigène). Ces estimations reflètent principalement les conditions au niveau de la colonne d'eau (concentration en O<sub>2</sub>, production et préservation de la MO) et donc les conditions de paléoredox et paléoproduktivité. Beaucoup d'éléments traces montrent des variations de leur état d'oxydation et de leur solubilité en fonction des conditions redox de l'environnement de dépôt. Les éléments traces sensibles aux conditions redox, tendent à être plus solubles dans des conditions oxydantes et moins solubles dans des conditions réductrices. Ceci a pour résultat un enrichissement authigénique dans les faciès sédimentaires appauvris en oxygène. Ce comportement fait de U, V, Mo, Cr and Co des indices de conditions redox. D'autres éléments sensibles aux conditions redox, arrivent dans le sédiment en association avec de la matière organique (Ni, Cu, Zn, Cd) formant des complexes organométalliques. Ils peuvent être retenus dans le sédiment en association avec de la pyrite après décomposition de la matière organique dans des conditions réductrices. Cette particularité fait de Ni et Cu de bons indices du flux de carbone organique vers les sédiments.

Les éléments traces peuvent avoir des réactivités différentes aux conditions redox le long d'un gradient de condition oxique à euxinique. Cr, U et V peuvent s'accumuler dans des conditions dénitrifiantes alors que Ni, Co, Cu, Zn, Cd, et Mo sont enrichies dans des conditions de sulfato-réduction. Le comportement différent de ces deux groupes d'éléments peut permettre de reconnaître un gradient redox dans le système sédimentaire.

Il est observé dans de nombreuses études que les abondances de U, V, Mo, Ni et Cu représentées en fonction du COT illustrent les différentes conditions redox de dépôt des sédiments (Fig. 3.15), sauf pour les très faibles valeurs de COT.



**Figure 3.15.** diagramme schématique illustrant l'enrichissement relatif de Ni, Cu, Mo, U et V par rapport au carbone organique total (COT ou TOC) (d'après Tribouillard et al., 2006).

En domaine oxyque-suboxique l'enrichissement en éléments traces ne montre pas de corrélation avec le COT. Les éléments traces sont déposés en association avec la fraction détritique du sédiment. En domaine anoxique, Ni et Cu sont liés aux apports de matière organique, déposés sous forme de complexes organométalliques et sont piégés dans les sulfures de fer après décomposition de la matière organique. La diffusion de U et V dans le sédiment est limitée et ils précipitent au front redox. La précipitation de Mo à la limite redox est plus limitée. L'enrichissement de Mo, V et U est relativement faible et se corrèle avec l'augmentation de COT. En domaine euxinique où de l' $H_2S$  libre est présent, les sulfures et oxyhydroxydes métalliques peuvent précipiter directement dans la colonne d'eau ou à l'interface eau-sédiment. U et V sont enrichis principalement en lien avec les phases minérales authigènes. La corrélation avec le COT est donc faible. Au contraire Ni et Cu montrent une forte corrélation avec le COT car ils résident dans les phases organiques. Mo montre un fort enrichissement dû à son lien avec la pyrite et la matière organique riche en soufre.

L'étude des éléments traces peut également permettre de discriminer l'origine de certains minéraux argileux. Un exemple est l'utilisation du cérium qui permet de définir si des smectites sont liées ou non à une activité volcanique (anomalie négative en Ce ; Courtois et Chamley, 1978).

## 3.2 Méthode d'analyse

Les échantillons de trois forages ont été analysés pour leur contenu en éléments traces, mineurs et majeurs au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux de Nancy (SARM). Environ 1g de poudre de chaque échantillon est nécessaire pour l'analyse. Après microbroyage, les échantillons sont soumis à une fusion alcaline avec du métaborate de lithium  $\text{LiBO}_2$  et dissous dans une solution d'acide nitrique  $\text{HNO}_3^-$ . Les concentrations en éléments majeurs sont mesurées par spectrométrie d'émission optique (ICP-OES Icap 6500 à torche radiale de Thermo Scientific). La solution est injectée dans une torche à plasma d'argon qui ionise les atomes. Ces derniers émettent un photon lors du retour à l'état fondamental, dont la longueur d'onde, ou l'énergie, est caractéristique d'un élément. La lumière émise par le plasma est analysée par un ou plusieurs monochromateurs qui la comparent au spectre d'émission d'un élément, contenu dans un échantillon de concentration connue (étalon). La calibration est effectuée avec 6 standards géologiques (GH, BR, DRN, UBN, ANG + CAL-S). Les concentrations en éléments traces sont mesurées par ICP-MS X7 de Thermo Scientific. La calibration se fait avec 5 standards géologiques (GH, BR, DRN, UBN, ANG). Les limites de détermination sont différentes selon les éléments mesurés. Les incertitudes associées sont supérieures à 25% quand les concentrations sont proches de la limite de détermination, et varie entre 1% et 15% en fonction de la teneur dans l'échantillon. Dans des conditions idéales, tous les éléments ont une incertitude inférieure à 5%.

## Conclusion

---

L'éventail des analyses de la matière organique, de la minéralogie et des éléments traces apporte des indications sur la stratigraphie ( $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , palynologie), sur la quantité et l'origine et l'état de préservation de la matière organique (Rock-Eval, palynofaciès, palynologie), sur le milieu de dépôt (palynofaciès, minéralogie, éléments traces) et sur les paléoclimats (palynologie, minéralogie,  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ). Ces analyses sont menées sur l'ensemble des échantillons des coupes et des forages du Paléogène du Bassin de Beaufort-Mackenzie.



**CHAPITRE 4 ó PLAINE  
DELTAIQUE : COUPES DE  
CARIBOU HILLS ET DE COAL  
MINE**

# Introduction

---

Les premiers sites couvrant l'intervalle Paléocène-Eocène en Arctique étudiés dans ce travail se situent de part et d'autre du delta de Mackenzie au Nord-Ouest du Canada dans les Territoires du Nord-Ouest. Ces sites sont l'affleurement de Caribou Hills (présenté dans la première partie de ce Chapitre sous la forme d'un papier) et l'affleurement de Coal Mine (présenté dans la deuxième partie).

## .1 Caribou Hills

---

### Evidence for subtropical warmth in Canadian Arctic (Beaufort-Mackenzie, NW Territories, Canada) during the early Eocene

To be submitted to *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

**Marie Salpin<sup>(1)</sup>, Johann Schnyder<sup>(1)</sup>, François Baudin<sup>(1)</sup>, Guillaume Suan<sup>(2)</sup>, Jean-Pierre Suc<sup>(1)</sup>, Speranta-Maria Popescu<sup>(3)</sup>, Loic Labrousse<sup>(1)</sup>**

(1) Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, UMR 7193, Institut des Sciences de la Terre Paris (ISTeP), 75005, Paris, France

(2) Univ Lyon, Université Lyon 1, ENS-Lyon, CNRS, UMR 5276 LGL-TPE, F-69622, Villeurbanne, France

(3) GeoBioStratData Consulting, 385 Route du Mas Rillier, 69140 Rillieux la Pape, France

## 1. Introduction

The Paleocene to early Eocene time interval has been recognized as the warmest period of the Cenozoic Era. Paleocene-Eocene global warming began in the late Paleocene and continued into the early Eocene (58 to 50 Ma; Vandenberg, 2012) reaching an optimum in the early Eocene (52 to 50 Ma; Zachos et al., 2001; Vandenberg, 2012). This time interval is punctuated by several short-lived (150-200 ky) hyperthermal events (Aubry et al., 2003; Röhl et al., 2007), the largest being the Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM, 56 Ma) and the Eocene Thermal Maximum 2 (ETM2, 2 My after the PETM, Brinkhuis et al., 2006; Thomas et al., 2008; Stap et al., 2010; Garel et al., 2013). During these hyperthermal events, global average temperature rose by as much as 8°C above pre-event values (Zachos et al., 2001; Dunkley Jones, 2013). These extreme global warming events are systematically associated to negative carbon isotope excursions (CIE) in both marine and terrestrial carbonate ( $\sim -3 \text{‰}$ ) as well as in organic carbon ( $\sim -6 \text{‰}$ , e.g. Aubry et al., 2007; Storme et al., 2012), thought to reflect the massive release of isotopically light CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> into the ocean and atmosphere carbon pools (Kennett and Stott, 1991; Pearson et al., 2000; Zachos et al., 2001, 2008; Lourens et al., 2005; Schouten et al., 2007; Deconto et al., 2012). These hyperthermal events induced major turnovers in the assemblage of planktonic and benthic foraminifera, calcareous nannofossils and dinoflagellates, with especially a pronounced increase in the relative abundance of the dinoflagellate genus *Apectodinium* during the PETM (Kennett and Stott, 1991; Kaiho et al., 1996; Thomas et al., 2000; Crouch et al., 2003; Zachos 2005). These biotic changes coincided with major changes in ocean and atmosphere circulations and repeated pulses of lysocline and carbonate compensation depth shoaling (Zachos et al., 2005; Schouten et al., 2007). Compared to low- and mid-latitude sites, Paleocene and Eocene environmental changes are less documented in Arctic regions, although such high latitude areas constitute a critical domain to constrain global climate changes. Following few studies realized in 90s on the Ellesmere Islands flora (Basinger

et al., 1994; Greenwood et Wing, 1995), the IODP-ACEX expedition (2004) on the Lomonosov Ridge in central Arctic Ocean was one of the first attempts to fulfil this lack of information (Moran et al., 2006; Sluijs et al., 2008; Backman et al., 2009). The results from the ACEX expedition indicate euxinic conditions and high primary productivity in the central Arctic Ocean during the Paleogene and early Eocene (Stein et al., 2006). Tetraether lipid-based proxies (TEX86 and MBT) revealed a warming of air and sea surface temperatures (SST) of up to 8°C during the PETM (Sluijs et al., 2006, 2009; Weijers et al., 2007) and a subsequent 3-5°C SST warming during the ETM2 (Sluijs et al., 2009). On the Siberian margin, floral assemblages indicate a paratropical humid climate (Akhmetiev et al., 2009; Suan et al., under review). Floral and faunal assemblages indicative of exceptionally warm and humid conditions during the late Paleocene-early Eocene have been also reported in other localities around the Arctic Ocean (Ellesmere Island, e.g. Eberle et al., 2010; Schubert et al., 2012; Northeast Yukon, Vavrek et al., 2012; Axel Heiberg Island, e.g. McIver et al., 1999; Greenwood et al., 2010;). Although these studies have brought valuable constraints on climate conditions in the Arctic during the Paleocene-Eocene, they are limited to a few localities each covering a relatively small area (Fig. 1), and are thus not necessarily representative of regional conditions during this key interval. Therefore, additional studies are required to ascertain the effects of Paleocene-Eocene global environmental changes on Arctic regions.

This study aims to constrain paleoclimatic conditions of the NW Canadian margin during Paleocene-Eocene. We focus on the Mackenzie Delta of the Beaufort-Mackenzie basin in the Arctic Basin with a multi proxy approach comprising organic matter characterization, clay mineralogy, palynology and carbon isotope geochemistry on dispersed organic matter.

## **2. Geological setting and samples**

The Mackenzie Delta lies north of the Arctic Circle (68-69°N), on the coastline of the Northwestern Territories, Canada (Fig. 1). This fluvial-dominated delta is 200 km long and 80 km wide, oriented along a NNW axis (Dixon et al., 1986) and was located at a paleolatitude of approximately 75°N during the Eocene. A high sedimentation rate has been recorded in the Beaufort-Mackenzie Basin, with Cretaceous to Cenozoic deposits being 12 to 16 km thick (Dixon et al., 1992). The Cenozoic strata have been penetrated by many petroleum wells but are rarely exposed in outcrops. The most extensive outcrops are found along the Caribou Hills on the eastern part of the Mackenzie Delta (Fig. 1).

Based on outcrop and well data, 12 transgressive-regressive sedimentary sequences have been recognized within Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary succession in the Beaufort-Mackenzie Basin, each sequence being bounded by major unconformities (Dixon et al., 2008). These sequences seem to be linked to local tectonic activity, at least until the late Miocene, as the major tectonic pulses of deformation in the region spanned from Paleocene to Miocene during to the development of the Canadian Cordillera ending in the Richardson Mountains (Figure 1) and the Brooks Range - British Mountains mountain belt along the Arctic Ocean ending off-shore with the Beaufort Fold Belt (Harrison et al., 1999; Dixon et al. 2008). The dating of these sequences (Fig. 2) is based on the identification of foraminiferal and palynological assemblages (spore, pollen grains and dinoflagellate cysts; McNeil, 1989; Dixon et al., 1992).

The Paleogene strata constitute a series of predominantly delta plain deposits made up of unconsolidated sandy to gravel sedimentary packages corresponding to fluvial channel belts, as well as groups of shaly horizons indicative of levee or deltaic plain environment, and occasional thin coal beds of wetland environment (Price et al., 1980).

The occurrence of the benthic foraminifera *Reticulophragmium* sp. at the base of the sequence and the pollen grains, dinoflagellates and foraminifera associations above led to the assignment of 720 m out of the total 1200 m of Cenozoic strata exposed at Caribou Hills to the late Paleocene-middle Eocene Aklak and Taglu depositional sequences (Parsons, 2000) (Fig. 3). The rest of the Cenozoic succession is thought to be Oligocene to Pliocene in age (Kugmalitt to Iperk sequences; Parsons, 2000). The boundary between Aklak and Taglu sequences is marked by an angular unconformity, which is well documented in seismic data but difficult to observe on outcrops (Dixon et al., 1992).

For this study, two sections have been sampled along the Caribou Hills exposure during the CASE 15 expedition (Circum-Arctic Structural Events) in 2013 by L. Labrousse (ISTeP, France) and L. Reinhardt (BGR, Germany). These two sections are 26 m thick (CaH1) and 50 m thick (CaH2) and belong to the Taglu and/or Aklak sequence. Taking into account the distance of 12 km separating the two sections and the low dipping of the strata ( $\sim 2^\circ$ ), CaH2 is estimated to be stratigraphically circa 400 m above CaH1 (Fig. 1). The CaH1 section is mainly composed of silty clays more or less rich in organic matter, which are interrupted by three sandy levels at the base of the section (between 18 m and 21 m; Fig. 6) and a prominent bentonite level at 23 m. The CaH2 section is composed of a succession of coarse-grained sand, fine-sand and silty clay beds, the latter being sometimes rich in organic matter. Four lignite seams are interbedded in the finest deposits. Assuming that the bentonite level measured at 23 m in the CaH1 section is the same as that identified by Price (1980) (Fig 3), CaH1 and CaH2 are respectively equivalent to section 2 and 6 of Parsons (2000). Moreover, comparable bentonite levels were found in the Ellesmere Islands and were assumed to result from explosive volcanism during the opening of the Labrador Sea, Baffin Bay and northern Atlantic (Reinhardt et al., 2013)

Facies correspond to migrating channel belts laterally associated with levee, crevasse splay and swamp deposits, characteristic of a delta plain environment. The figure 4 shows the

reconstruction by Dixon et al. (2008) of the maximum progradation of deltaic environment of the Taglu sequence and the position of CaH1 and CaH2 sections. A total of respectively 35 and 22 samples have been collected along the CaH1 and CaH2 sections (Fig. 6).

### **3. Material and methods**

#### ***3.1 Clay mineralogy***

Clay mineral (<2 μm) associations were identified on all samples by X-ray diffraction (XRD) using a Bruker D2 phaser X-ray powder diffractometer equipped with a LynxEye detector (CuK $\alpha$  radiation,  $\lambda$  = 1.54 Å and Ni filter). Oriented mounts were prepared for clay minerals analyses and three X-ray diagrams per sample were performed following the analytical procedure described in Holtzappel (1985) and Moore and Reynolds (1997). Semi-quantitative proportions of the identified minerals were obtained using the peak area of the basal reflection for each mineral using MacDiff® 4.2.5 software. Some rock pieces were observed under Scanning Electron Microscopy to determine crystals morphology.

#### ***3.2 Rock-Eval pyrolysis and palynofacies***

Rock-Eval pyrolysis was performed on all samples using a Rock-Eval 6 under standard conditions (Espitalié et al., 1985; Behar et al., 2001). The following parameters were determined: the TOC content in weight %, reflecting the quantity of organic matter, the hydrogen index (HI) expressed in mgHC/gTOC and oxygen index (OI) expressed in mgCO $_2$ /gTOC, constraining kerogen types and their preservation state, and the Tmax expressed in °C, used to estimate the degree of thermogenic maturation of the kerogen.

A total of 22 samples were selected for palynofacies observations, i.e., the identification of all particulate organic matter under the microscope in transmitted light. Samples were crushed into millimetric pieces using a ceramic mortar, oven-dried and treated with HCl and HF to remove the mineral matrix, and both total and sieved (<10 microns) slides were prepared with the residues. The observations were carried out with an Axioplan2 Imaging Zeiss optical microscope under transmitted light and under UV excitation (Zeiss HBO 100 Microscope Illuminating System, mercury short-arc lamp). Over 1000 basic surface units per sample were counted to estimate the relative proportions of each organic group. The organic particles were grouped into the following categories: amorphous organic matter (AOM), phytoclast and palynomorph groups. Based on shape, colour and fluorescence, the AOM can be subdivided into diffuse, granular and gelified. The diffuse form is mainly yellow in natural light and exhibits fluffy shapes and weak to no fluorescence. The granular form is mainly grey to brown and exhibits irregular aggregated shapes and weak to no fluorescence. It sometimes contains small framboidal pyrite. The diffuse and granular AOM is thought to derive from phytoplankton, algae and bacteria that accumulated in O<sub>2</sub>-depleted marine or lacustrine waters (Tyson, 1995), but may also derive from degraded terrestrial organic matter (Batten, 1996). The gelified AOM is orange to brown and lack of internal structures. As gelified AOM is likely to correspond to degraded gelified phytoclasts (Tyson, 1995), we will further refer to gelified phytoclasts plus gelified AOM as gelified OM.

Phytoclasts are plant-derived fragments, including cuticles, woody tissues and charcoals. In this study the phytoclast group is separated into opaque particles, translucent ligno-cellulosic fragments and gelified particles some with very dark colour that look alike gelified semi-opaque particles.

Palynomorphs are observed in minor proportions and are dominated by bisaccate pollen grains. Spores are also present. Very few palynomorphs belonging to freshwater algae (*Pediastrum*)

and dinoflagellate cysts have been observed. The development of *Pediastrum* algae is generally associated with eutrophic freshwater environment (Tyson, 1995).

### ***3.3 Palynology***

A total of 35 samples were analysed specifically for palynology. Pollen slide preparation followed a standard gentle method resulting in no damage to palynomorph membranes (Cour, 1974). Samples (15625 g dry weight) were treated with HCl (35 %) and HF (70 %) to remove carbonates and silicates. Denser particles were separated from the organic residue using ZnCl<sub>2</sub> (density = 2.0). Residues were filtered through a 150 μm nylon sieve to eliminate the coarser particles including organic macroremains. Palynomorphs were further concentrated using a 10 μm nylon sieve. The final residue was then homogenized, and mounted onto microscope slides with glycerol. A transmitting light microscope was used for counting (at magnification ×200) and identification (at magnification ×1000) of palynomorphs.

### ***3.4 Carbon isotope analyses***

The organic carbon-isotope composition ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) was determined for all the. The samples were powdered using a grinder and decarbonated using 1N HCl for 2 hours at 25°C. Depending on the TOC contents, between 0.2 to 10 mg of fully decarbonated sediment powder was weighted into tin capsules and placed in a PYRO cube® elemental analyser connected to Elementar Isoprime® 100 isotope-ratio mass spectrometer in continuous flow. Each analytical run contained four sets of two standards (IAEA CH7,  $\delta^{13}\text{C} = 632.151 \text{ ‰}$ ; Caseine,  $\delta^{13}\text{C} = 627.18 \text{ ‰}$ ) to monitor analytical precision and accuracy. The carbon isotope results are reported relative to the ‰Vienna PeeDee belemnite (VPDB) in delta notation. The precision, based on replicate analysis of standard and samples, was better than 0.13 ‰.

## 4. Results

### 4.1 Clay mineralogy

The clay fraction (<2  $\mu\text{m}$ ) mineralogy of samples of CaH1 and CaH2 sections is composed of kaolinite (0 to 75 %, average value 30 %), illite (0 to 70 %, average value 30 %), smectite (0 to 100 %, average value 30 %), chlorite (0 to 30 %, average value 15 %) (Fig. 6).

Important differences in clay mineralogy are obvious between the two sections. The section CaH1 is characterized by high proportions of smectite (10 to 100 %, mean value 50 %) when compared to CaH2, which is dominated by kaolinite (20 to 75 %, average value 45 %) (Fig. 6). Illite is the second clay mineral represented in both sections and may correspond to the background physical erosion from the hinterland. The illite crystallinity does not show continuous improvement along the sections, so no diagenetic overprint is highlighted. Chlorite is more abundant in CaH2 than in CaH1, a feature that may reflect local erosional inputs, as chloritic minerals are often thought to result from the physical erosion of catchment areas (Chamley, 1989). Kaolinite is generally poorly crystallized according to Scanning Electron Microscopy (SEM) observations. Only small to moderate amounts of well-crystallized crystals have been observed in some pure sand samples, showing that kaolinite is mainly from detrital origin and only localized, small amounts of kaolinite may be of diagenetic origin.

Kaolinite forms under intense hydrolyzing conditions and is considered to reflect warm and wet climatic conditions (Chamley, 1989; Velde and Meunier, 2008). Smectite forms under less hydrolyzing conditions, in poorly drained environments or under contrasted seasonality (Chamley, 1989).

The (Smectite + Kaolinite) / (Illite + Chlorite) ratio (S+K / I+C) may be used as a relative weathering indicator as smectite and kaolinite are secondary form clays minerals whereas illite and chlorite are derived from physical erosion of parent rocks: the higher the ratio, the more

elevated were the inland hydrolysing conditions compared to physical erosion. The Smectite/Kaolinite ratio (S/K) may be used as a relative paleoclimatic proxy, a high S/K ratio suggesting drier and/or colder climate conditions. The (S+K / I+C) ratio is around 1 in most of the CaH1 section and decreases toward the top of the section. It varies from 1.5 to 3 in CaH2, and reaches high values between 20 and 30 m and around 40-45 m (Fig. 6). The (S/K) ratio is high in the CaH1 section, being mostly above 1 with three really high values (up to 9), whereas it is below 0.5 in most of the CaH2 section.

In CaH1, the kaolinite content is higher between 19 and 21 m and 24 to 26 m when compared to the rest of the section. Conversely, smectite proportions are higher at the base and between 21 and 24 m when compared to the rest of the section. The bentonite level at the top of the section contains mostly smectite and traces of illite and kaolinite. In CaH2, the kaolinite content is higher than in CaH1 and decreases from the base of the section up to 21 m where the illite proportion is higher than the kaolinite proportion. From 21 m to 30 m the proportion of kaolinite increases and then decreases toward the top of the section (Fig. 6).

#### ***4.2 Rock-Eval pyrolysis and palynofacies***

The Rock Eval pyrolysis analyses indicate that TOC values vary from 0 to 56 % and the HI values are under 350 mgHC/gTOC. These values reveal a Type III (terrestrial derived) organic matter for most of the samples with probably minor marine influence for some samples. Tmax values are mainly below 435 °C (359 to 438 °C, average value 411 °C), indicative of immature kerogen. This Tmax variation range is not uncommon for outcrops samples and cannot be assigned to differences in maturity of the organic matter but is mostly due to weathering effect on the organic matter. The TOC values from CaH1 section (0 to 8.65 %, average value 2.36 %) are lower than TOC values from CaH2 (0 to 51 %, average value 12 %) reflecting the occurrence of coal seams in CaH2. On average the CaH2 samples have higher HI values (26 to

322 mgHC/gTOC, average value 192 mgHC/gTOC) compared to that of CaH1 (23 to 158 mgHC/gTOC, average values 60 mgHC/gTOC) (Fig. 6) suggesting that organic matter is probably better preserved in CaH2 than in CaH1.

In CaH1, the organic matter shows higher HI values in two samples between 18 and 22 m. In CaH2, TOC and HI values are higher between 21 and 50 m when compared to the rest of the section (Fig. 6).

The samples from CaH1 are dominated by gelified organic matter, palynomorphs and opaque phytoclasts, confirming a dominant terrestrial origin of the organic matter. Diffuse AOM also occurs in minor proportions. CaH2 samples contain also a large amount of gelified organic matter, which, together with phytoclasts, opaque phytoclasts and palynomorphs, again indicate a terrestrial origin of the organic matter. Moreover, lower proportion of opaque phytoclasts and palynomorphs are recorded when compared to CaH1 section. Finally CaH2 samples contain a larger amount of translucent phytoclasts (Fig. 6).

At the base of CaH1 section, palynofacies are dominated by granular AOM associated with sandy deposits and also characterized by lower TOC values. In contrast, the top of the section is rich in gelified OM correlated to higher TOC values. It contains also important palynomorph proportions. At the base of CaH2, granular AOM dominates the palynofacies in sandy deposits with low TOC. The rest of the section is dominated by gelified OM, phytoclasts associated with higher TOC and HI values (Fig. 6) corresponding to well preserved OM from lignite deposited in swamps.

#### ***4.3 Pollen grains and dinoflagellate cysts***

The pollen flora of CaH1 includes 70 taxa that have been grouped in a synthetic diagram (Fig. 6) according to the mean annual temperature (MAT) range of their present-day relatives (Nix, 1982). Taxa have been identified at the botanical family or genus levels after a rigorous and

complete morphological examination of pollen grains, comparing the fossil specimens with those from databases of present-day species (collection of pollen slides and photographs and iconographic atlases). This approach is the only possibility to seriously compare fossil pollen with those of living plants.

Mega-mesotherm plants (subtropical climate:  $24\text{ }^{\circ}\text{C} > \text{MAT} > 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) and Cupressaceae (large climatic range at the family level) are dominant. Mesotherm plants (warm-temperate climate:  $20\text{ }^{\circ}\text{C} > \text{MAT} > 14\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), meso-microtherm plants (cool-temperate climate:  $14\text{ }^{\circ}\text{C} > \text{MAT} > 12\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) and microtherm plants (boreal climate:  $\text{MAT} < 12\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) were also identified but are comparatively rare. Several specimens of the dinoflagellate cyst *Apectodinium* spp. have been recorded at the top of the section (24.8 m). The proportion of *Pinus* is very low along the section and decreases to the top with the exception for one sample at 19.5 m. The ratio of thermophilous / non-thermophilous taxa increases toward the top of the section.

The pollen flora of CaH2 yielded 108 taxa and is also dominated by mega-mesotherm plants. In contrast with CaH1, megatherm plants (tropical climate:  $\text{MAT} > 24\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) including *Avicennia* are abundant (Fig. 7). Pollen grains of microtherm plants are rare but with larger percentage than in CaH1. At the top of the section (near 41 and 50 m) a large number of *Azolla* spores, a freshwater fern, have been recorded. The proportion of *Pinus* is higher than in CaH1 and the ratio of thermophilous / non-thermophilous taxa shows variations of similar amplitude as for CaH1.

#### **4.4 Carbon isotopes**

The  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values measured in CaH1 and CaH2 range from  $\delta 27.7$  to  $\delta 23.4\text{‰}$  (Fig. 6). The average  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values for CaH1 are  $\delta 26.1\text{‰}$  and  $\delta 25.6\text{‰}$  for CaH2. These values are similar to that of modern C3 plants and to other  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values recorded for Paleocene-Eocene terrestrial organic matter around the world (Magioncalda et al., 2004; Jaramillo et al., 2010;

Garel et al. 2013). In CaH1 the values fluctuate around  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -26.7\text{‰}$ , with one sample at 20.95 m recording a value of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -27.7\text{‰}$  and two samples at 23 and 24 m showing slightly higher values of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -25\text{‰}$ . In CaH2,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values show an increase from the base to 30 m, interrupted by three excursions to lower values ( $< -26\text{‰}$ ) at 0.2, 3.2 and 40.35 m. One sample near 8 m has a distinctly higher value of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -23\text{‰}$ .

## 5. Discussion

### 5.1 Age of the sections

#### 5.1.1 Caribou Hills 1 (CaH1)

Parson (2000) reported from his section 2, equivalent to CaH1, a foraminifer taxon (*Portatrochammina tagluensis*), which is characteristic of the Taglu sequence and is indicative of an early to middle Eocene age on the basis of associated dinoflagellate cysts and a rich assemblage of pollen grains and spores as defined by McNeil, 1997 on his regional biostratigraphic chart. Thus, based on the equivalence with the section 2 of Parson (2000), CaH1 probably corresponds to the lowest part of the Taglu sequence or the upper part of the Aklak sequence and is here considered as early Eocene in age. In our samples, *Aquilapollenites* pollen grains have been found in the CaH1 succession and could also indicate an early Eocene age (Fig. 2). The top of the CaH1 section yielded dinoflagellate cysts of the genus *Apectodinium* spp. Sporadic occurrences of *Apectodinium* were also recorded in the partly equivalent section 2 of Parsons and Norris (1999). The global *Apectodinium* acme coinciding with the CIE (Crouch et al., 2003; Sluijs et al., 2006) is a secondary marker of the PETM (Aubry et al., 2007). The occurrence of the species *Apectodinium augustum*, which is restricted to the CIE interval, is furthermore a useful criterion for the identification of the PETM (Aubry et al., 2007; Sluijs et al., 2008). However, in accordance with McNeil (2013), we did not recognize *Apectodinium*

*augustum* in the Caribou Hills sections and the few *Apectodinium* spp. occurrences found do not account for an acme. In a section located stratigraphically 100 m below CaH1, Ioannides and McIntyre (1980) reported *Apectodinium parvum*, which may co-occur with *Apectodinium augustum* in Beaufort-Mackenzie wells but ranges considerably higher in the early Eocene (Damassa et al., 1990; McNeil et al., 2013).

The carbon isotopes measurements performed on both, CaH1 and CaH2 sections can be used to refine this age-assignment, provided that the obtained values are not biased by changing organic matter source or abundance. In both sections, neither linear nor logarithmic correlation is seen between  $^{13}\text{C}_{\text{Org}}$  and TOC, suggesting that carbon isotope values are not influenced by the amount of remaining organic carbon. To be sure that the correlation coefficients are significant, the autocorrelation of each proxy (clay minerals, organic matter parameters and carbon isotopes) was tested with the R software, and shows no autocorrelation in the data. This suggests that the recorded changes in  $^{13}\text{C}_{\text{Org}}$  values are mostly not attributable to changing organic sources or different stages of organic matter degradation, except for the coarser sand beds (e.g., CaH1 at 20.95 m), where very low  $^{13}\text{C}_{\text{Org}}$  values possibly reflect enrichment of lignin or another more resistant,  $^{13}\text{C}$ -depleted components (Benner et al., 1987; Foreman et al., 2013; Wynn et al., 2005). The  $^{13}\text{C}_{\text{Org}}$  values at CaH1 are slightly lower than those recorded at CaH2, which could be correlated with the interval showing lower  $^{13}\text{C}$  values in Lower Eocene marine carbonate materials (REF). This correlation is supported by the warming trend recorded by pollen assemblages at CaH1 toward the top of the section with an increase of mega-mesotherm plant proportions, an increase in the ratio of  $\delta$ thermophilous / non-thermophilous taxa and a decrease of the *Pinus* proportion. Given the above age constraints, we tentatively correlate this record with the warming trend associated with the Early Eocene Thermal Optimum (Fig. 9).

### 5.1.2 Caribou Hills 2 (CaH2)

In the CaH2 section, pollen grains of megatherm plants are abundant, especially the mangrove element *Avicennia* (Fig. 6), and thermophilous plants display a high diversity indicative of well-developed forest ecosystems and stable climatic warm conditions. Moreover, spore of the free-floating freshwater fern *Azolla* (Collinson et al., 2002) have been observed in abundance at the top of the section. A massive *Azolla* bloom is recorded in the central Arctic Ocean and in all Nordic Seas in strata of latest early Eocene age (49 Ma; Burgh et al., 2013; chron 22n-21r; Barke et al., 2012), interpreted as reflecting a massive freshwater discharge into the Arctic Ocean (Brinkhuis et al., 2006; Collinson et al., 2009; Barke et al., 2012) due to elevated precipitations in adjacent drainage areas. The duration of this *Azolla* bloom is estimated to have been approximately 800 ky (Brinkhuis et al., 2006) or 1.2 My (Barke et al., 2012). These comparisons suggest that the CaH2 sediments were deposited during the termination of the Early Eocene Climate Optimum and more precisely at the onset of the *Azolla* event (49 Ma), in agreement with the late early to early middle Eocene age suggested by Parson (2000) for his section 6, which is partly equivalent to CaH2 (Fig. 3).

These correlations are also supported by  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  data from CaH2, which, similarly to CaH1, show no correlation with TOC, HI or the type of organic particles except a weak relation with granular AOM and opaque phytoclasts for CaH1 (Table 1). The high frequency, small amplitude changes in  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values recorded at CaH2 could, however, reflect differences in the composition of the organic matter or even to annual change in temperature and humidity, which are known to influence  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values of modern C3 plants (Jahren et al., 2008; 2007). In this regard, it is noteworthy that the negative  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  excursion recorded between 37 and 40 m coincides with a marked increase in the proportion of pollen grains belonging to megatherm plants (Fig. 6). As several studies have shown that higher precipitations decrease the  $^{13}\text{C}$  values of C3 plants (Stewart et al., 1995; Diefendorf et al., 2010; Kohn et al., 2010; Schubert et al.,

2012), this excursion could be attributed to a transient period of higher precipitations. Notwithstanding this excursion, the CaH2 succession show average  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values that are significantly higher than in CaH1, and may thus correlate with marine strata showing higher values toward the termination of the EECO (Fig. 9). Altogether, these palynological and geochemical data support a late early Eocene age for the CaH2 section.

### ***5.2 Reconstruction of depositional environments***

The high amounts of smectite, the absence of illite-smectite mixed layers (Chamley, 1989), the stratigraphically invariant illite crystallinity and the low average  $T_{\text{max}}$  values ( $<435\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) recorded in the two study sections indicate limited burial and thermal overprinting and allow the interpretation of organic matter and clay assemblages in terms of paleoenvironmental conditions.

The pseudo Van Krevelen diagram (Fig. 5) and the palynofacies suggest that the organic matter of the two sections mostly corresponds to terrestrial higher plants debris. The numerous plant cell structures observed in the palynofacies suggest a rather well preserved organic matter and the relative proximity of terrestrial organic sources. Few dinoflagellate cysts have been observed along the sections (stars on Fig. 6), indicating some marine incursions and a relative proximity of the coastline. In CaH1, dinoflagellate cysts are found at 0.65, 18, 20.5, 21.4, 22.4, 23.4 and 24.8 m. In CaH2, only three samples exhibit very few dinoflagellate cysts, at 3.7, 7.6 and 51.2 m, and thus indicate a more proximal environment compared to CaH1. This is in agreement with the higher proportions of small equant opaque phytoclasts ( $50\text{ }\mu\text{m}$ ) and pollen grains in the palynofacies assemblages of CaH1 when compared to those of CaH2. Small equant opaque phytoclasts particles have a high buoyancy (MacArthur et al., 2016) and thus suggest a longer aquatic transport for organic particles at CaH1 when compared to CaH2.

The pollen assemblage of CaH1 is characteristic of littoral forests with freshwater swamp trees (*Taxodium*-type) and fern (*Osmunda*). Freshwater marshes were also present as illustrated by *Myrica* shrubs, floating herbs (Cyperaceae) and the association of *Cuphea*, Menyanthaceae, *Myriophyllum*, Oenotheraceae, Restionaceae and *Typha*. Very few specimens of brackish marshes species are found, such as Amaranthaceae-Chenopodiaceae and *Tamarix*. The hinterland was probably covered by evergreen forests (*Engelhardia*, *Amanoa*, *Distylium*, Cupressaceae, Sapotaceae) and with increasing altitude by deciduous mesophilous forests (*Alnus*, *Carpinus*, *Carya*, *Liquidambar*, *Populus*, *Pterocarya*, deciduous *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*), both growing in humid climate. Proximity of an altitudinal belt is indicated by *Cathaya*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Abies* and *Picea*. The CaH1 section is characterized by massive silty clay sediments without root traces. Such fine-grained deposits more or less enriched in organic matter are indicative of low energy conditions that we attribute to outer levee or swamp of deltaic plain. The centimetre-thick laminated sand located at 20 m could correspond to a crevasse splay deposit. In summary, the CaH1 succession corresponds to a proximal, dominantly freshwater littoral swamp environment with intermittent connections with marine areas.

Pollen assemblage of CaH2 suggests a freshwater swamp forest (*Taxodium*-type) but in a warmer climatic context as illustrated by the presence of megatherm elements (*Amanoa*, *Bombax*, *Buxus bahamensis*-type, *Croton*, Fabaceae Mimosoideae, Icacinaceae, Resedaceae and Theaceae). The occurrence of *Avicennia* pollen on CaH2 is indicative of a mangrove swamp environment, and confirms the presence of this genus in the Arctic during Eocene initially suggested by pollen data of coastal plain sediments from the New Siberia Islands (Suan et al., under review). Mangrove is a salt tolerant forest environment containing diverse assemblages of trees and shrubs and developing along sheltered tropical to subtropical coasts (Mao et al., 2012), where the average annual temperature of sea-water is at or above 18 °C (Chapman,

1976). *Avicennia* is the mangrove genus that can support coldest month temperatures and somewhat extends into the subtropical zone (Duke et al., 1998; Quisthoudt et al., 2012). In CaH2, two other taxa characteristic of mangrove environment are present (although very rare) *Sonneratia* and *Acrostichum aureum*. Modern *Avicennia* and *Sonneratia* mangrove forest develops on soft, exposed mudflats of low to middle intertidal zones inundated by high tides, although they may occasionally develop on the high intertidal zone where *Acrostichum aureum* generally occurs (Duke et al., 1992). These taxa indicate a mangrove environment inundated by high tides, as recorded in modern coastal areas of Southeast Asia (Giesen et al., 2007). The occurrence of very rare pollen grains of *Sonneratia* and *Acrostichum aureum* indicates the development of a depleted mangrove probably out of its typical latitudinal climate zone. This mangrove would have been located near a fluvial channel belt, as suggested by the occurrence of unconsolidated sand and gravel deposits surrounded by fine sand, silty clay and coal deposits. These fining upward sequences are characteristic of channel, levee and backswamp deposits. At the base of the CaH2 section, a sand layer shows parallel laminations and, as suggested for a bed of similar aspect at CaH1, is here interpreted as crevasse splay deposit. As for CaH1, the pollen data of CaH2 indicate that the hinterland forest environments contained evergreen megathermic and mega-mesothermic taxa (*Amanoa*, Sapotaceae, *Engelhardia*, *Distylium*) and mesophilous taxa (*Alnus*, *Carpinus*, *Carya*, *Liquidambar*, *Populus*, *Pterocarya*, deciduous *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*). Pollen grains of deciduous plants and meso-microtherm and microtherm taxa are more abundant in CaH2 than in CaH1, which appears surprising given that the CaH2 section also yielded numerous and diversified pollen grains of megatherm and mega-mesotherm elements (Fig.6). The higher abundance of these elements could be explained by an uplift phase of the neighbouring hinterland heights; this uplift would have either decreased the distance between the main areas of these plants and the studied coastal deposits, or increased the areas favourable to their development. This hypothesis is also supported by higher amounts

of chlorite minerals in CaH2, which could be related to an erosion pulse of hinterland areas. Alternatively, the higher abundance of meso-microtherm and microtherm plants in CaH2 could reflect a shift in the fluvial network draining higher altitudinal source areas. Source areas for Beaufort-Mackenzie Basin sediments from the Eocene consisted of the northern Cordillera including the Ogilvie and Richardson Mountains, the Porcupine River drainage basin and the north-eastern Brooks Range (Duk-Rodkin et al., 1994). During the Paleocene and Eocene these mountains underwent major uplift due to the accretion of terranes along the west margin of North America. In summary, our data show that the CaH2 succession was in a more proximal, freshwater swamp and mangrove environment with more limited connection to the open sea that could be inundated only during high tides.

### ***5.3 Paleoclimatic conditions***

Clay assemblages from CaH1 section are dominated by smectite suggesting less hydrolysing climate (Chamley, 1989) when compared to CaH2. CaH1 shows kaolinite proportions mostly around 10 %, indicating colder and/or dryer paleoclimate compared to the high kaolinite proportions (40 % in average) recorded in CaH2. This is in agreement with the lower proportions of megatherm and mega-mesotherm plants in CaH1. Conversely, a warm and humid, highly hydrolysing paleoclimate is suggested by the higher kaolinite content in CaH2, in agreement with high values of the S+K/I+C ratio, low values of S/K and high pollen proportions of megatherm and mega-mesotherm plants (*Amanoa*, *Bombax*, *Buxus bahamensis*-type). In both sections, illite and chlorite are present in high proportions reflecting a high detrital input and active erosion of the hinterland, consistent with the record of pollen of meso-microtherm and microtherm plants that were most likely sourced from hinterland heights.

The two sections also record short-term variations in temperature or precipitation. In CaH1, the higher proportion of kaolinite toward the top of the section is associated with lower S+K/I+C

ratio that could reflect higher physical erosion due to higher precipitation. The higher proportion of mega-mesotherm plants, thermophilous taxa and lower proportion of *Pinus* to the top of the section also attest for a warming trend from base to top of CaH1 section.

In CaH2, the proportion of pollen grains of megatherm plants decreases toward the top of the section above 42 m in association with higher proportions of mesotherm and microtherm plants. This interval shows lower kaolinite proportions and S+K/I+C ratios lower than 1. This interval could be therefore linked to the beginning of the cooling phase following the EECO starting near 50 Ma (Fig. 9). In this region, SST raised from 10 to 13 °C at the termination of the *Azolla* event. In CaH2, high S+K/I+C and S/K ratios at 3.2, 27 and 40.75 m indicate an increase in smectite contents and thus likely point to transient intervals of cooler or dryer climate conditions, in line with the drop in abundance of megatherm taxa in corresponding strata and with the occurrence of *Azolla* at 40 m. As *Azolla* is thought to indicate higher precipitation (Brinkhuis et al. 2006), the increase in smectite at 40 m likely reflects cooler climate.

The record of a warm and wet climate conditions in the Arctic Eocene of the Mackenzie Delta is consistent with other studies of coeval strata in the Ellesmere Islands, Axel Heiberg Island, Greenland, Norwegian Sea and New Siberian Islands (Table 2 and Fig. 8), where both macro and micro-remains of humid temperate swamp forests and lush rain forests have been also reported (Kalkreuth et al., 1993; Eldrett et al., 2009; Eberle et al., 2010; Greenwood et al., 2010; Harrington et al., 2011; Suan et al, under review). Mild warm-temperate climates with mean annual temperature (MAT) around 8-15 °C have been estimated for the early and middle Eocene around the Arctic. Warm and wet summers prevailing in the Arctic during the early and early middle Eocene, with warm month mean temperature (WMMT) between 18 and 26 °C and mean annual precipitation (MAP) values around 120 cm and mild winters (cold month mean temperature, CMMT, between 0 and 13 °C, (McIntyre et al., 1991; MacDonald et al., 1992; McIver et al., 1999; Brinkhuis et al., 2006; Sluijs et al., 2009; Greenwood et al., 2010; Eberle

et al., 2010, 2014; Suan et al., under review) enabled the growth of a forest assemblage of deciduous and evergreen conifers. Such MAT and humidity conditions are nowadays found in subtropical regions such as South-East North America or East China that have similar plant associations to that recorded in Eocene Arctic forests (Kumagai et al., 1995). Warm climates during the early and latest early Eocene are recorded in many localities around the world, for example in Wyoming, Texas, England and in high latitude Antarctica (Robert et al., 1994; Andreasson et al., 1996; Wilf et al., 2000; Pross et al., 2012; Jacques et al., 2014) with temperatures up to 10 to 30°C higher when compared to those characterizing modern high- and mid-latitude areas. These warm temperatures are associated either with high precipitations especially in high- and mid-latitudes (Robert et al., 1992; Wilf et al., 2000) or with monsoon-like climate at lower latitudes (Shukla et al., 2014; Bougeois et al., 2014; Spicer et al., 2016). All these records strongly support a reduced latitudinal temperature gradient during the Eocene (Zachos et al., 1994; Andreasson et al., 2000; Sluijs et al., 2006,).

Our results thus provide further evidence for exceptionally warm climate conditions in the high latitude regions of the northern hemisphere during the early Eocene, and, in this regard, can be used as critical climatic constraints for future climate modelling work. Furthermore, we note that pollen grains of *Avicennia* are for the first time recognized in the Canadian margin of the Arctic Basin. This strengthens the idea that the exceptional Arctic warmth of the Eocene was a phenomenon characterizing both coastal marine and atmospheric environments (Suan et al., under review).

Beyond these climatic implications, the occurrence of *Avicennia* pollen in the Arctic Canada, by analogy with modern representatives of this genus that only spread through a marine transport of their propagules (Quisthoudt et al., 2012), imply a marine connection between the Arctic Basin and the mid-latitude oceans. Besides, *Avicennia* pollen is known today to be transported on a very short distance (<2 km) from its source (Somboon, 1990; Behling et al.,

2001), thus confirming the actual setting up of this mangrove around the Arctic Ocean in the early Eocene. According to several authors (Lo et al., 2013; Ellison et al., 1999; Duke et al., 2002) the mangrove evolved around the Tethys Sea during the Late Cretaceous and spread on long-distances through oceanic currents. The only gateways through which this dispersal may have occurred during this time interval were the Greenland-Norway Seaway connecting the Atlantic and Arctic oceans (Roberts et al., 2009, Fig. 8) and the Turgai Strait connecting the Tethys and Arctic Oceans (opened at least until the Lutetian according to Iakovleva et al., 2001 and until the Oligocene according to Rögl et al., 1999). We can therefore assume that oceanic currents existed through at least one of these gateways at this time toward the Arctic Ocean. Their influence on the mean salinity of the Arctic Ocean was, however, probably limited, as shown by the development of the *Azolla* freshwater fern. Moreover, the occurrence of *Avicennia* on both the Siberian and Laurentian margins also militates for the existence of oceanic currents within the Arctic Ocean during the Eocene. Although further data are needed to constrain its detailed patterns, such an oceanic circulation could have been similar to the modern Beaufort gyre and Transpolar drift, which has been previously suggested to have developed only after at 46 Ma (Backman et al. 2009). The occurrence of *Avicennia* pollen grains on both sides of the Arctic highlighted by our new results suggest that the onset of such a trans-Arctic oceanic circulation may have occurred as early as during the Early Eocene.

## 6. Conclusion

This multiproxy study leads to several conclusions about the climatic variations during the early Eocene in the Canadian margin of the Arctic Ocean:

- The two study sections (CaH1 and CaH2) of the Caribou Hills represent high latitude records, near 75°N, of early and late early Eocene ages, respectively, within the Early Eocene Climate Optimum. CaH1 and CaH2 sediments were deposited under a subtropical climate and warmer conditions during the late early Eocene, respectively, as shown by consistent mineralogical and palynological records.
- The two portions of the Caribou Hills outcrop represent two delta plain environments with littoral forests including swamps in a hinterland landscape dominated by evergreen forest and with increased altitude by deciduous forest.
- We report the first occurrence of *Avicennia* pollen in the Canadian Arctic, which indicates that mangrove environments developed along Laurasian Arctic coastlines during the Early Eocene. Such mangrove environments, recently recognized in Eocene deposits of the New Siberia Islands (Suan et al., under review), imply that warm and wet conditions were widespread along Arctic coastal during the early Eocene. These *Avicennia* pollen records also imply that oceanic currents connected Siberian and Laurasian margins as early as during the Early Eocene.

**Acknowledgements:** This study was funded by TOTAL through the project GRI zones péri-arctiques. We acknowledge Florence Savignac, François Fourel, Ingrid Antheaume and Vincent Grossi for their help with analytical procedures, and Lutz Reinhardt for his help during fieldwork.

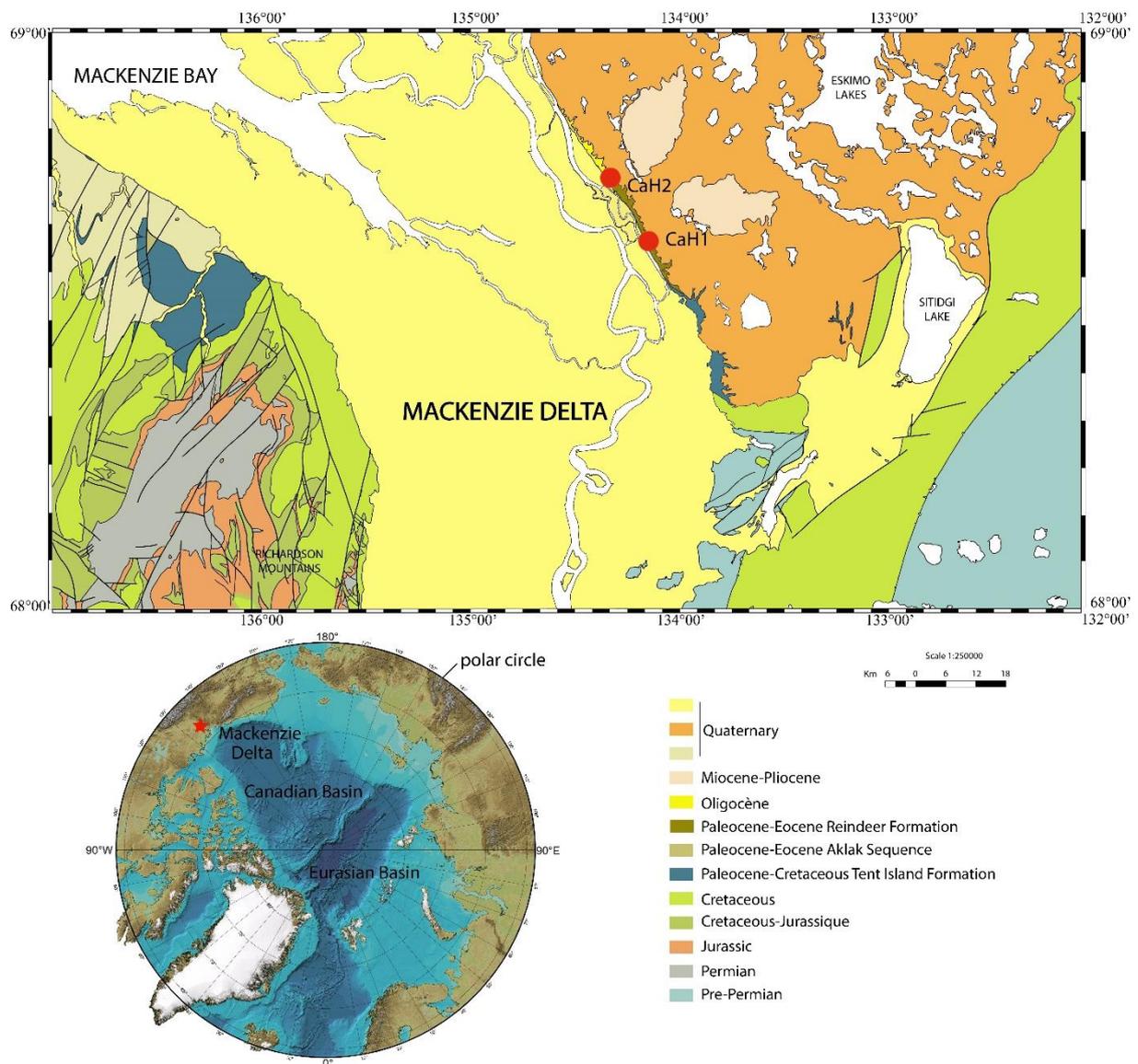


Figure 1. Simplified geological map of the Mackenzie Delta with location of the studied sections (red dots) (modified from Whiman).

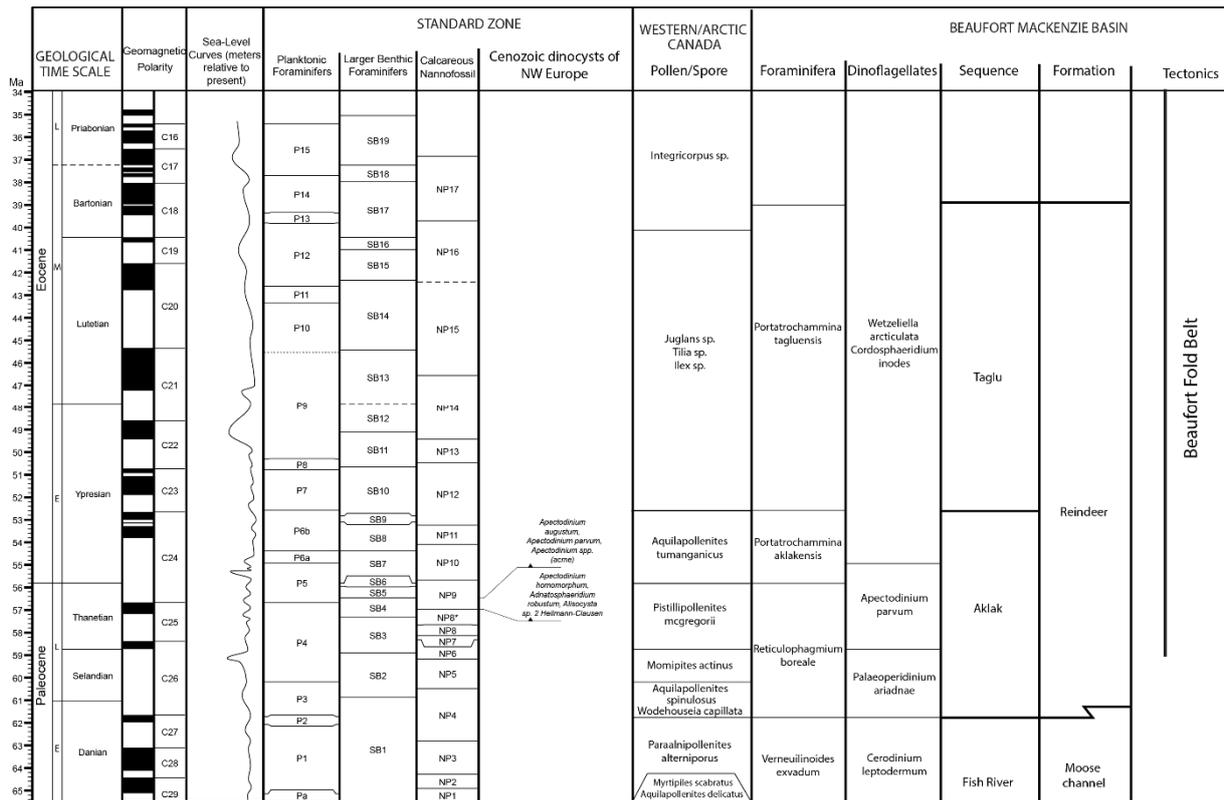


Figure 2. Stratigraphic chart of the Paleocene and Eocene showing correlation between standard zonations, Beaufort-Mackenzie Basin and Western Canada (modified from Harrison et al., 1999; Dixon et al., 2008; Helwig et al., 2011).

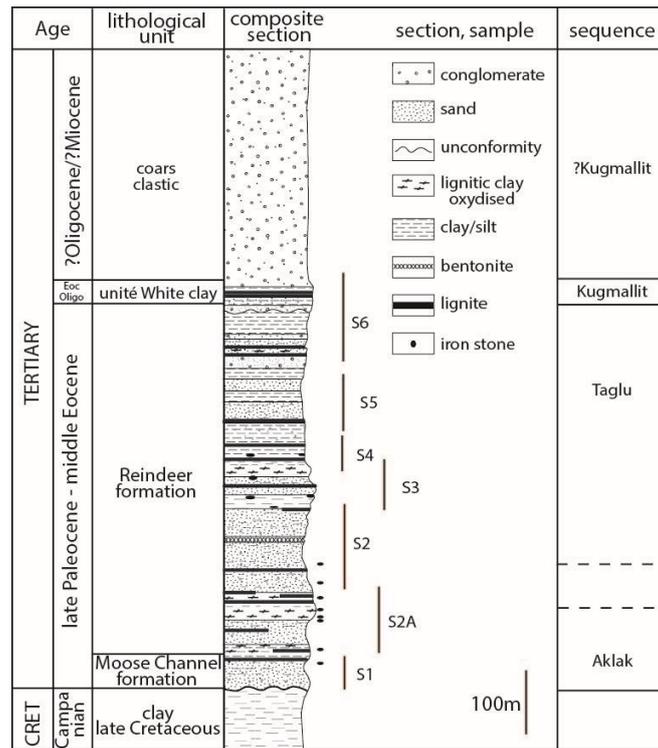


Figure 3. composite section of the Caribou Hills outcrop showing the section studied in the past 30 years and the sequences succession from (Parsons, 2000, Price et al., 1980).

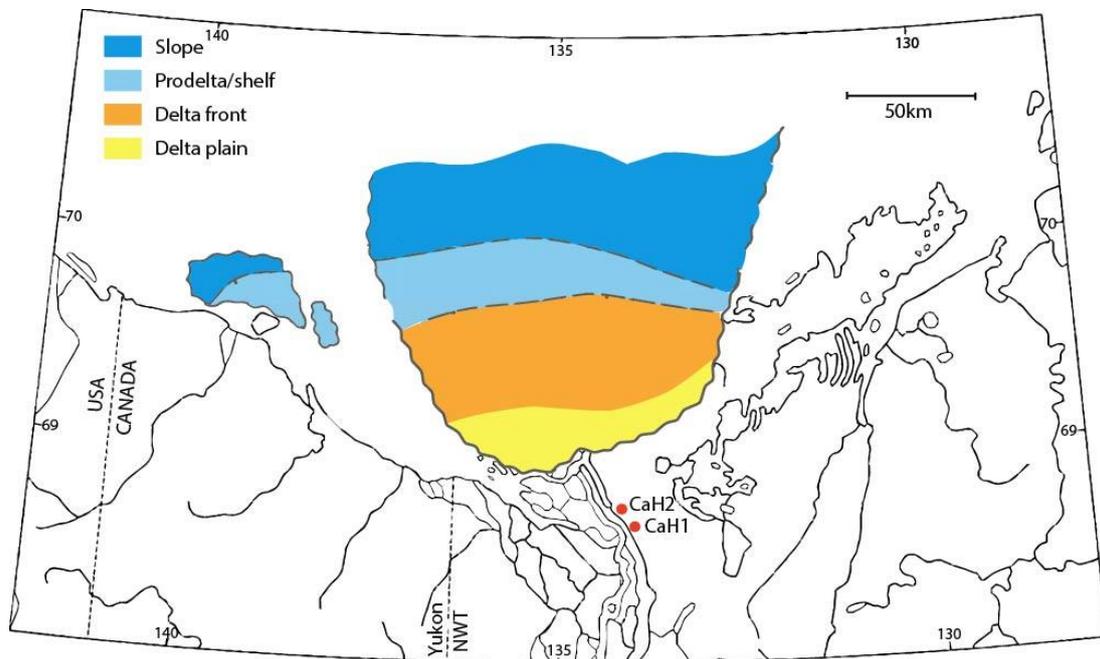


Figure 4. Location of maximum progradation of the deltaic deposit environment of the Taglu sequence (modified from Dixon et al., 2008).

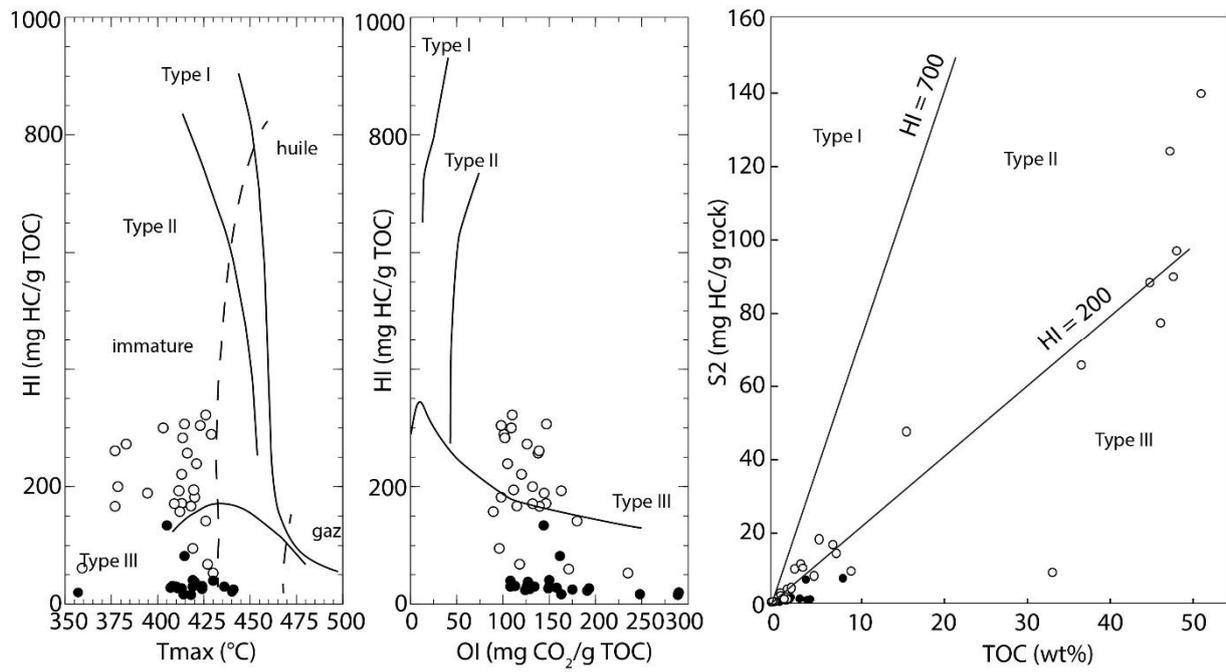


Figure 5. Rock Eval results of the two Caribou Hills sections. (black dots : CaH1, white dots : CaH2). For the two sections, the organic matter corresponds to a Type III and is immature

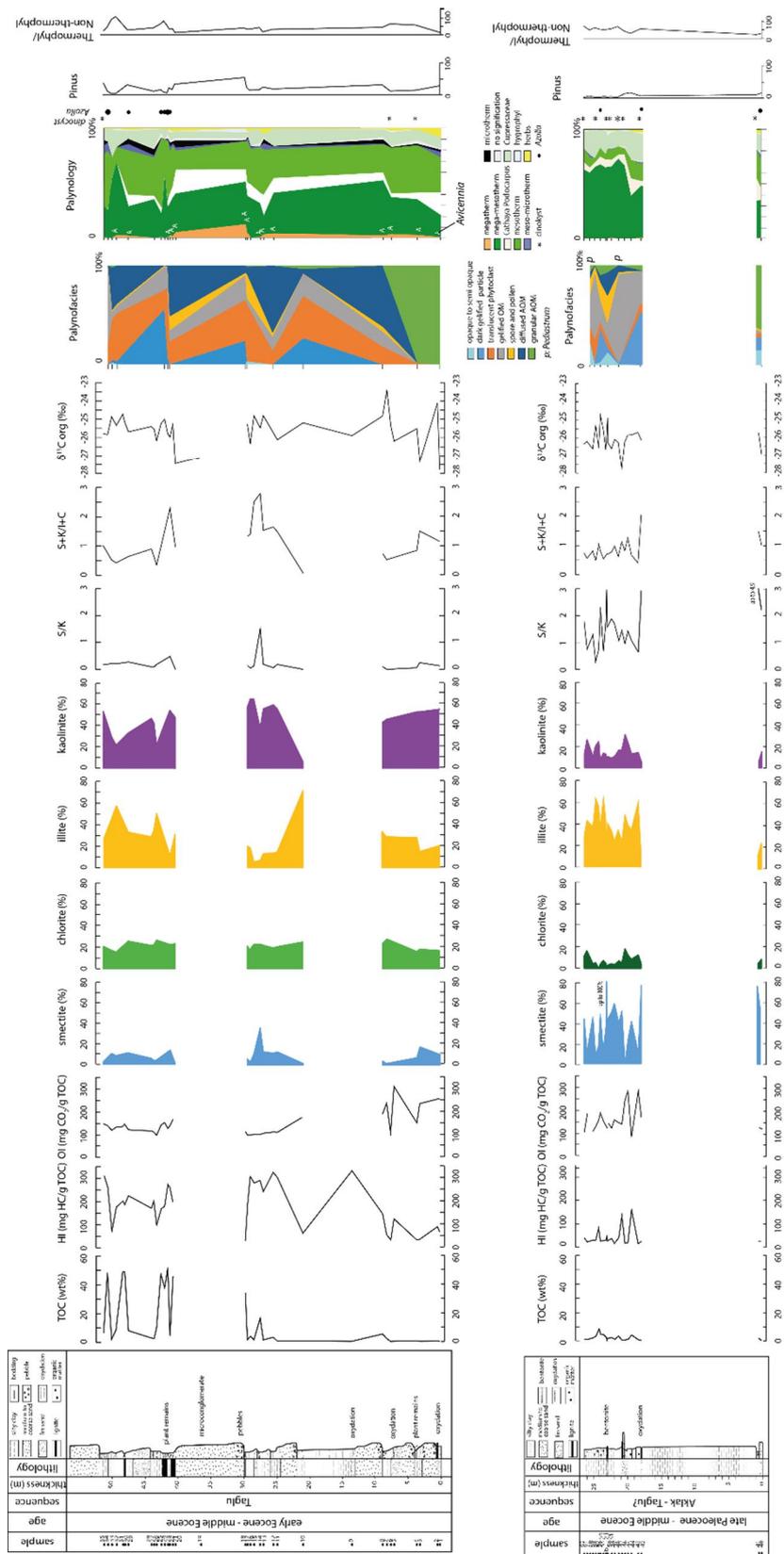


Figure 6. From left to right: results of Rock Eval pyrolysis, clay mineralogy, stable carbon isotope geochemistry, palynofacies and palynology for the two sections of Caribou Hills (b: bentonite; p: *Pediastrum*; A: *Avicennia*; stars: dinoflagellate cysts; dots: *Azolla*).

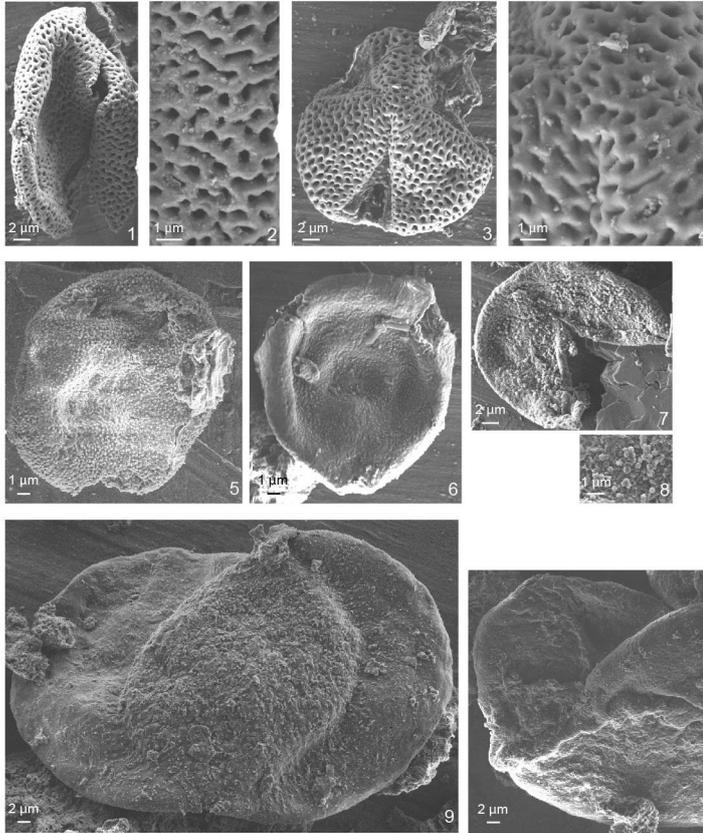


Figure 7 SEM Photographs of Caribou Hills pollen grains (from sample 8). 1-4, *Avicennia*; 5, cf. *Alfaroa*; 6, *Engelhardia*; 7-8, *Taxodium*-type (*Glyptostrobus*); 9, *Cathaya*; 10, *Pinus haploxylon*-type.

Tableau 1 Relation between  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values and organic matter parameters, clay minerals and particles types for the two sections. .

$\delta^{13}\text{C}$	R <sup>2</sup> CaH 1	R <sup>2</sup> CaH 2
smectite	0,0038	0,0102
chlorite	0,0039	0,1196
illite	0,0034	0,0209
kaolinite	0,0917	0,0345
Tmax	0,0234	0,0614
TOC	0,0263	0,0021
HI	0,0863	0
OI	0,0875	0,0389
Opaque particle	0,3472	0,0882
Dark gelified phytoclasts	0,0499	0,0928
Translucent phytoclasts	0,1926	0,1443
Gelified OM	0,0424	0,0072
Spore and pollen	0,1098	0,0137
Diffuse AOM	0,0003	0,0749
Granular AOM	0,3312	0,3865

Table 2. Climatic conditions recorded for the Eocene around the Arctic Basin (MAT: mean annual temperature; MART: mean annual range temperature; CMMT: cold month mean temperature; WMMT: warm month mean temperature; MAP: mean annual precipitation).

Location	MAT	MART	CMMT	WMMT	MAP	age	Reference
Ellesmere Island	8°C	16,5-19°C	0-3,5°C	19-20°C		Early Eocene	Eberle, et al. 2010
Ellesmere Island	8,2°C	14°C	-2°C	-		Early Eocene	Greenwood et al. 1995
Ellesmere Island - Axel Heiberg Is	12-15°C	20-25°C	0-4°C	>25°C		Late Paleocene- middle Eocene	Basinger et al., 1994
Lomonosov	18-20°C	-	-	-		Early Eocene	Weijers et al., 2007
New Siberian Island	12-21°C	-	5-13°C	22-26°C	120 cm y-1	Early Eocene	Suan et al., 2016
Axel Heiberg Islande	13-15°C	-	4°C	-	>120cm y-1	Middle Eocene	Greenwood et al., 2010
Axel Heiberg Islande	13,2°C	-	-	-		Middle Eocene	Jahren et al., 2003
Norwegian-Greenland Sea	14°C	-	>5°C	18-24°C	~120 cm y-1	Late Early Middle Eocene	Eldrett et al., 2009



Figure 8. Paleogeographic map of the Arctic during the Eocene and location of the studied site referred in the Table 1 (red stars) (modified from Brinkhuis et al., 2006). An approximated position of the actual oceanic currents are reported. BG: Beaufort gyre. TD: Transpolar drift.

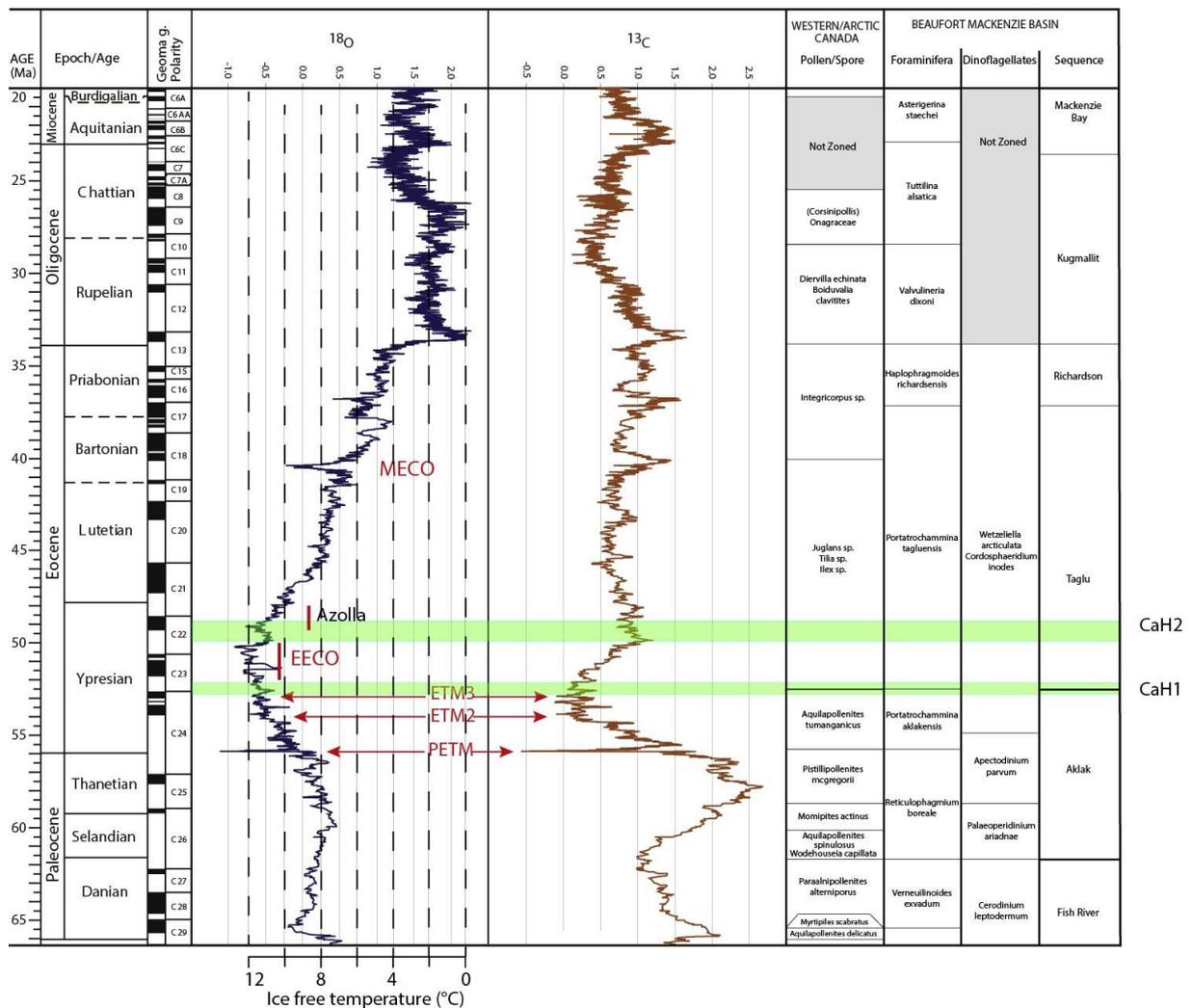


Figure 9. Attempt of stratigraphic positioning of the two studied sections (green lines) based on the pollen assemblages and the climatic clues of the total set of analyses. The Paleocene-Eocene hyperthermal events are indicated in red on the stable isotopes curve. The Azolla event is indicated in black.

L'affleurement de Caribou Hills est un des rares affleurements d'âge Paléocène ó Eocène autour du delta de Mackenzie. Cet affleurement est étudié depuis les années 70. Cependant aucune analyse minéralogique ou isotopique n'avait jusqu'alors été entreprise sur cet affleurement. Un autre affleurement d'âge Paléocène-Eocène se situe de l'autre côté du delta, l'affleurement de Coal Mine.

## .2 Coal Mine

L'affleurement de Coal Mine est situé le long de la rivière Aklak. D'après les travaux de Young (1975) cet affleurement appartient à la partie inférieure de la superséquence de Reindeer, nommée séquence Aklak. Les premières datations donnèrent un âge Maastrichtien à Paléocène inférieur pour cette séquence (Young, 1975). Les études ultérieures de McNeil (1989, 1997) lui attribuent un âge Paléocène-Eocène inférieur sur la base de la présence du foraminifère *Reticulophragmium borealis*.

48 échantillons ont été prélevés le long des 123 m de la coupe étudiée. Ces échantillons correspondent à des conglomérats, des sables à stratifications entrecroisées ou non, des silts argileux et des lignites.

### .2.1 Résultats

#### .2.1.1 Analyses de la matière organique

##### .2.1.1.1 Pyrolyse Rock Eval

Les 48 échantillons ont été analysés par pyrolyse Rock Eval afin d'estimer la quantité, le type et la maturité de la matière organique.

Les résultats indiquent une matière organique de Type III, dominée par des végétaux supérieurs sur l'ensemble de la coupe (Fig. 4.1). Sur le pseudo-diagramme de Van Krevelen IH/IO, les échantillons sont tous situés dans le domaine du Type III. Les Tmax varient de 401 à 448 °C avec une moyenne de 428 °C. Le diagramme IH/Tmax indique que la matière organique est immature à faiblement mature pour une partie des échantillons. Les valeurs de COT varient de 0,2 à 60 % pour les niveaux de lignite avec une valeur moyenne de 13,5 %. Le diagramme S2/COT indique également une matière organique de Type III dont les IH sont inférieurs à 200 mgHC/gCOT.

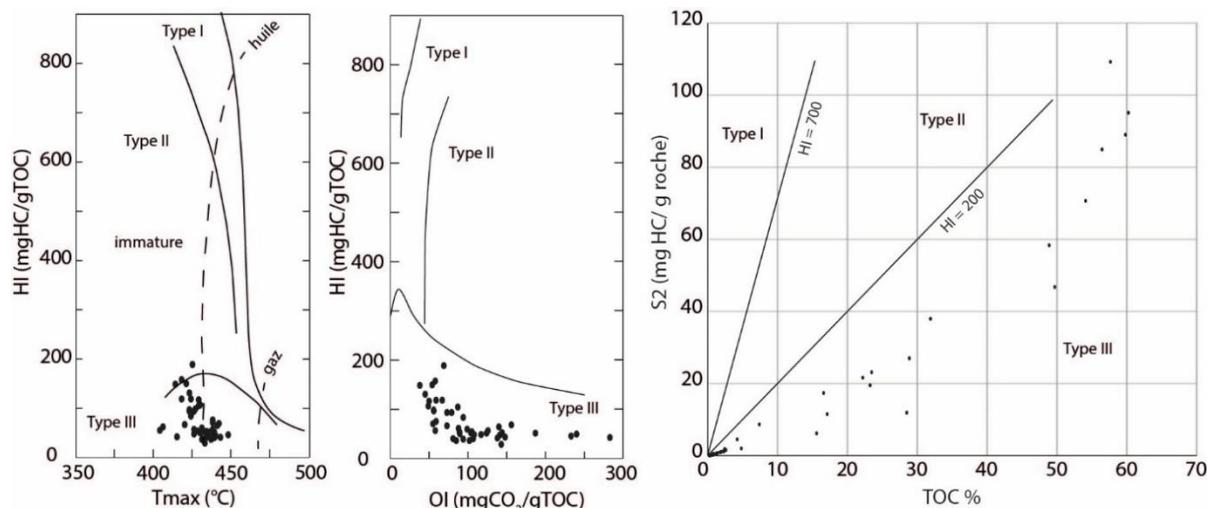
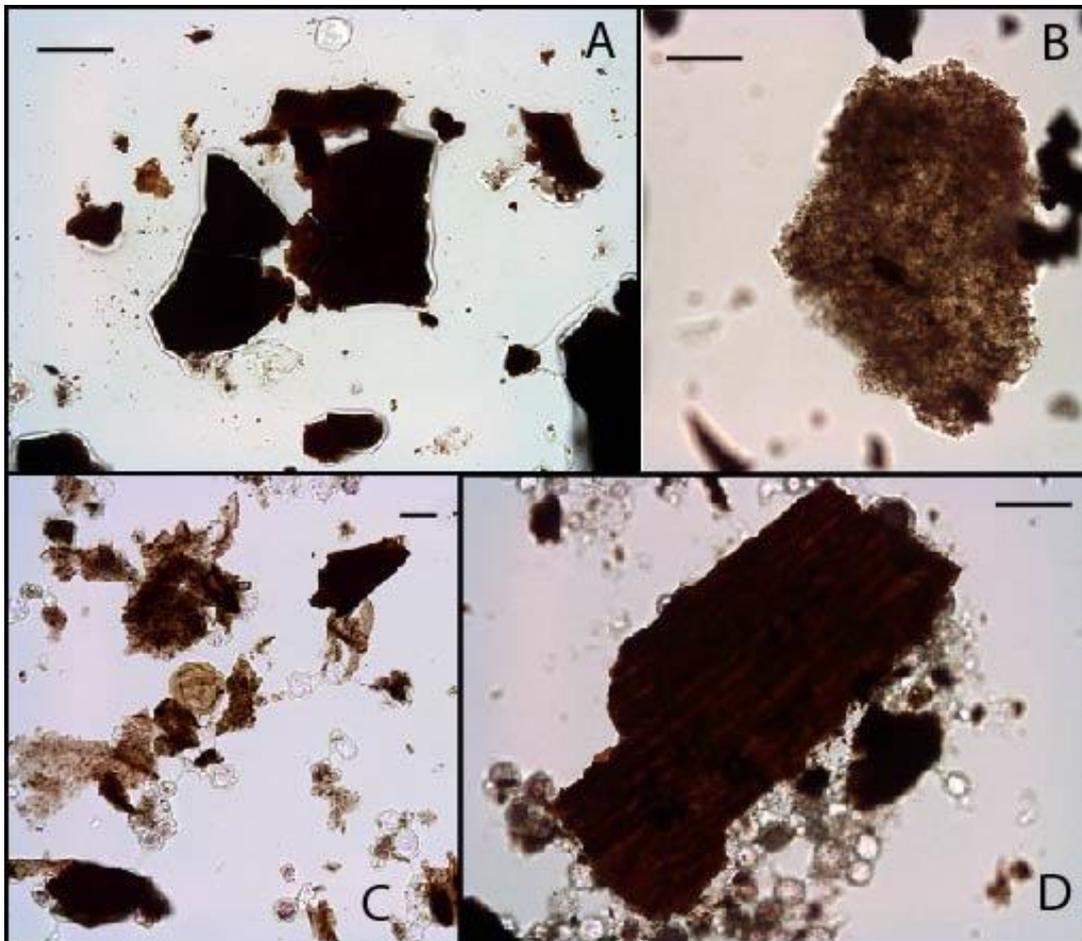


Figure 4.1. Diagrammes IH/Tmax, IH/IO et S2/TOC des échantillons de la coupe de Coal Mine.

### .2.1.1.2 Palynofaciès

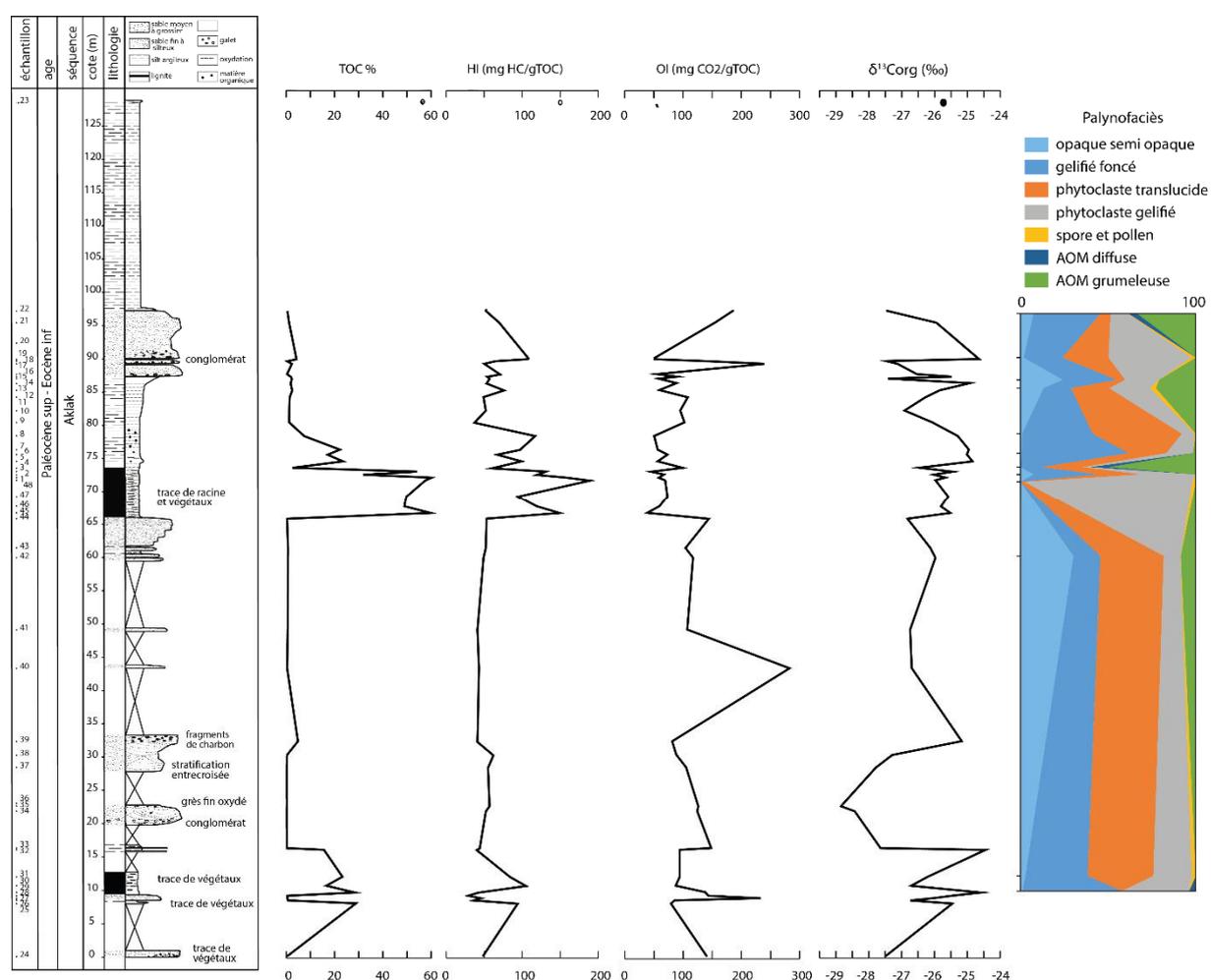
17 lames de palynofaciès ont été réalisées le long de la coupe de Coal Mine. Les lames des échantillons sableux pauvres en matière organique (de 0,26 à 0,71 % de COT) étant dominées par les fluorosilicates, elles n'ont pu être utilisées pour le comptage des particules de palynofaciès. L'observation de 12 lames a mené à la reconnaissance de différents types de particules : des phytoclastes opaques, des phytoclastes gélifiés plus ou moins foncés, des phytoclastes translucides, des spores et grains de pollen et de la matière organique amorphe (MOA) grumeleuse et gélifiée (Fig. 4.2) dont l'origine peut être continentale, dérivée de la dégradation de phytoclastes ou marine pour la matière organique grumeleuse. Ces observations confirment les conclusions des analyses de pyrolyse Rock Eval, la matière organique est dominée par des particules terrestres de végétaux supérieurs. Quelques rares grains de pollen présentent une coloration brun clair, indiquant une maturation plus importante, mais de façon générale les grains de pollen sont translucides.



**Figure 4.2.** Particules de matière organique observées sur les lames de palynofaciès. A : phytoclaste semi-opaque et gélifié foncé (échantillon CoMi13-29), B : MOA grumeleuse (échantillon CoMi 13-48), C : grain de pollen, phytoclaste translucide, MOA (échantillon CoMi 13-4), D : phytoclaste translucide (échantillon CoMi 13-2). Les barres d'échelle représentent 40 $\mu$ m.

Les comptages ont été réalisés avec un objectif x63. Au moins 20 champs et 500 particules ont été comptés pour chaque lame afin d'obtenir une quantification représentative. La taille des particules a été estimée sur les différentes lames et varie de 50 à 1200  $\mu\text{m}$  pour les phytoclastes. En moyenne, les particules ont une taille de 100 à 200  $\mu\text{m}$ .

La coupe est dominée par les phytoclastes translucides et gélifiés. Certains échantillons présentent des proportions non négligeables de phytoclastes opaques. Les spores et grains de pollen sont peu abondants. Quelques rares fragments de champignons ont été observés, mais trop peu nombreux pour être représentés sur le diagramme quantitatif. Les échantillons sableux sont riches en MOA (AOM en anglais) grumeleuse. Les échantillons riches en phytoclastes opaques présentent des COT relativement faibles par rapport aux niveaux de lignite (en moyenne 1,8 %). Les lignites sont riches en phytoclastes gélifiés. Aucun kyste de dinoflagellé, ni de restes d'algue marine n'ont été observés (Fig. 4.3).

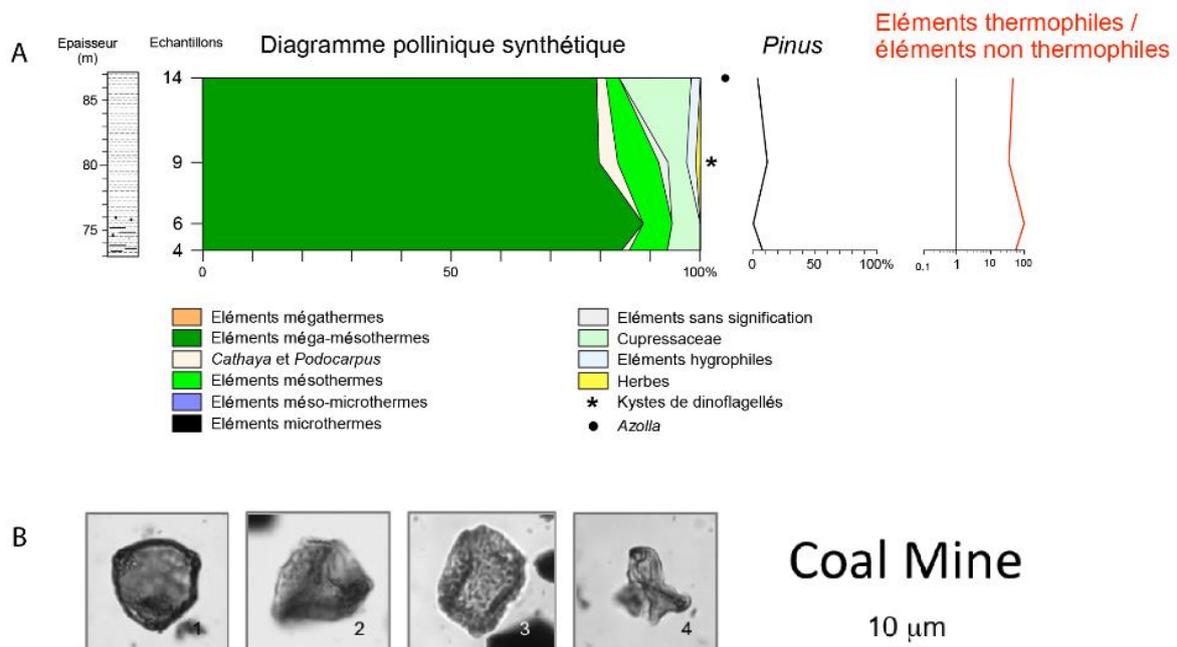


**Figure 4.3.** Resultats de Pyrolyse Rock-Eval, des isotopes du carbone organique et de palynofaciès de la coupe de Coal Mine (CoMi).

### .2.1.1.3 Palynologie

(observations Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.consulting)

27 échantillons ont été préparés pour l'observation palynologique. Seuls 4 échantillons ont révélés une abondance en grains de pollen suffisante pour la réalisation de diagrammes polliniques. Les grains de pollen sont très mal préservés. La flore pollinique de ces quatre échantillons est dominée par les éléments méga-mésothermes (*Taxodiaceae* surtout). Les éléments mésothermes ont été dénombrés en faible quantité. Les éléments mégathermes sont absents. *Cathaya* et *Podocarpus* ont été observés en faible quantité, les autres éléments méso-microthermes sont absents tout comme les éléments microthermes (Fig. 4.4). Les pollens de Cupressaceae sont fréquents et le fossile *Aquilapollenites* a été trouvé dans l'échantillon CoMi 13-9 (à la cote 80,2 m). Un kyste de dinoflagellés a également été observé dans cet échantillon. De même une spore de la fougère d'eau douce *Azolla* a été retrouvé dans l'échantillon CoMi 13-14. Très peu de *Pinus* ont été observés. Les éléments thermophiles dominent largement l'enregistrement.



**Figure 4.4.** Résultats de l'analyse palynologique (Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.consulting). A : diagramme pollinique. B : photographies au microscope optique x1000 de grains de pollen de la coupe de CoMi. 1 : *Engelhardia*. 2 : *Menyanthaceae*. 3 : *Zelkova*. 4 : *Aquilapollenites*.

Cette flore pollinique peu diversifiée pour des raisons de mauvaise préservation probablement, semble illustrer une vaste plaine marécageuse à *Taxodiaceae* en situation non littorale. L'expression des autres groupements végétaux se développant dans l'arrière-pays et en situation altitudinale plus élevée n'en est que plus atténuée.

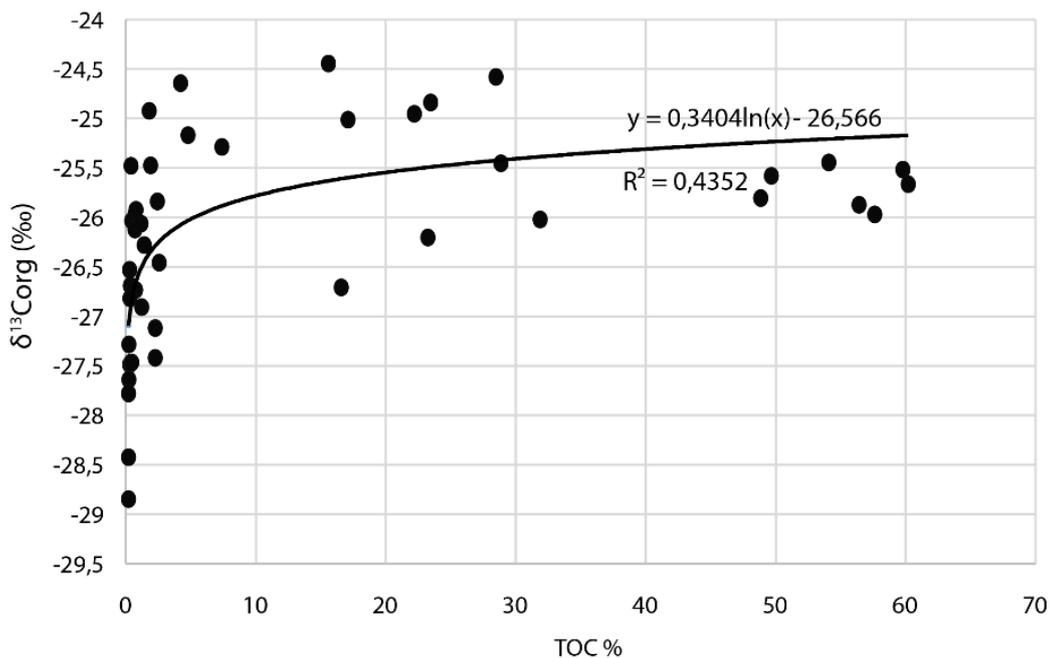
#### .2.1.1.4 Isotope stable du carbone sur la matière organique

Tous les échantillons ont été analysés pour déterminer la valeur du rapport isotopique du carbone sur la matière organique. Les valeurs de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  varient de -24,45 à -28,85 ‰ avec pour valeur moyenne -26,20 ‰ (Fig. 4.3).

Vers 15 m une excursion négative des isotopes du carbone organique est enregistrée sur un intervalle de 20 m (Fig. 4.3). Cette excursion négative de l'ordre de 4,4 ‰ peut refléter une variation des sources organiques, un remaniement de matière organique plus ancienne avec des valeurs isotopiques plus négatives ou une variation des conditions climatiques. Sur le reste de la coupe, les valeurs varient fortement entre -24,5 et -27,5 ‰. Ce type de variations haute fréquence de forte amplitude peut correspondre aux variations de composition des particules de matière organique.

Les coefficients de corrélation entre les valeurs isotopiques et les autres données organiques ont été calculés pour déterminer si les variations isotopiques sont liées à des variations de type de particules ou de préservation de la matière organique. Les coefficients de corrélation sont très faibles. Les corrélations les plus fortes correspondent aux relations entre les valeurs isotopiques et respectivement le COT, les proportions de phytoclastes gélinifiés, de phytoclastes opaques et de MOA grumeleuse. Cependant ces coefficients restent relativement faibles ( $R^2$  compris entre 0,16 et 0,4) et n'indiquent probablement pas de lien entre la composition des particules organiques et les valeurs isotopiques.

Le diagramme  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  vs COT (Fig.4.5) montre une relation logarithmique entre les valeurs isotopiques et le contenu en carbone organique avec un  $R^2$  de 0,43. D'après Wynn (2005) ce type de relation suggère un impact des changements de lithologie sur les valeurs isotopiques et peut impliquer une décomposition plus poussée après enfouissement. Mise à part ce lien, il ne semble pas y avoir de relation entre les paramètres de la matière organique et les valeurs isotopiques. Les valeurs isotopiques reflètent donc des facteurs globaux et non locaux.



**Figure 4.5.** Diagramme  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  vs COT et relation logarithmique entre les deux variables.

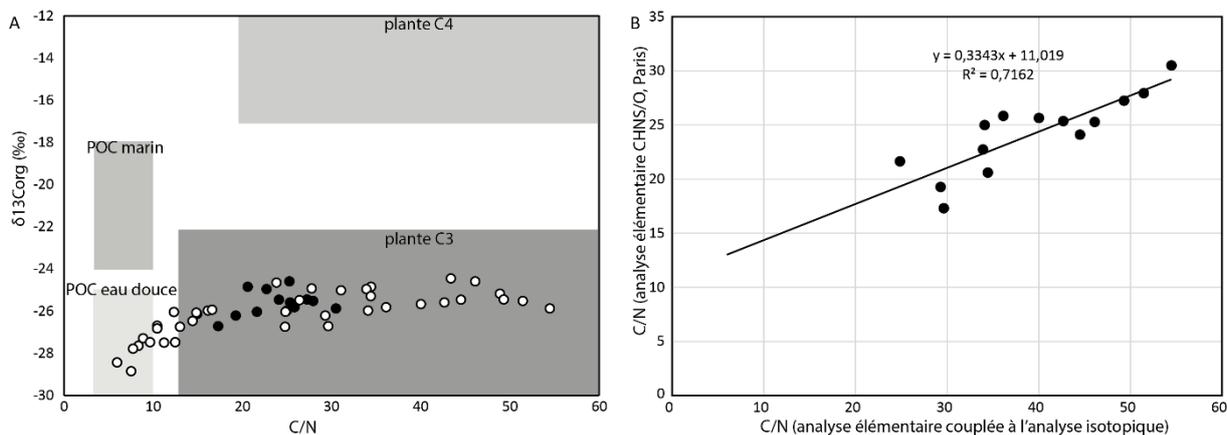
Un apport de matière organique remaniée avec des valeurs isotopiques plus négatives que le reste de la coupe est une hypothèse plausible compte tenu du faciès correspondant à des sables fluviaux à stratification oblique et de la mauvaise préservation des particules organiques observées en palynofaciès et sur les lames palynologiques. Cependant cette excursion semble graduelle et enregistrée sur un intervalle d'une vingtaine de mètres. Il semble alors plus probable qu'elle soit le reflet de variations des conditions environnementales sur une période de temps assez longue pour permettre le dépôt de 20 m de sédiments. On peut alors faire l'hypothèse que cette excursion correspond à une variation des paramètres globaux de l'environnement tel que le  $^{13}\text{C}_{\text{air}}$ , une variation de  $\text{pCO}_2$ , des précipitations (Tyson, 1995 ; Tapper et al., 2013).

### 2.1.1.5 Analyses élémentaires CHNS

16 échantillons ont été analysés à l'analyseur élémentaire CHNS Flash 2000 (ThermoFischer) afin d'obtenir les teneurs en C, N, S et H en %. Les échantillons les plus riches en COT d'après les analyses de pyrolyse Rock Eval ont été testés.

Les valeurs du rapport C/N varient de 17 à 30 avec en moyenne une valeur de 24. Ces valeurs sont compatibles avec un type de matière organique terrestre, dérivée de plantes supérieures en C3.

Lors des analyses du  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , les proportions de carbone et azote ont également été mesurées. Ces analyses n'ont pas été calibrées et les résultats sont donc à prendre avec précaution. Par comparaison entre les valeurs obtenues par analyse élémentaire CHNS et lors de l'analyse isotopique sur une partie des échantillons, on voit en effet un décalage important des résultats. Les valeurs obtenues lors de l'analyse isotopique sont supérieures aux résultats obtenus par analyse au CHNS. La relation entre les deux séries d'analyses est représentée sur la Figure 4.6. Il y a donc une surestimation du rapport C/N par l'analyse isotopique.



**Figure 4.6.** A : diagramme  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  en fonction du rapport C/N. Les zones grisées correspondent aux valeurs typiques pour différents types de matière organique : plante en C4, plante en C3, carbone organique particulaire marin (POC marin) et carbone organique particulaire d'eau douce (POC eau douce), d'après Lamb et al. (2006). B : graphique des rapports C/N mesurés par analyse élémentaire CHNS et ceux couplés aux analyses isotopiques. La relation entre les deux mesures et le coefficient de corrélation sont représentés.

En gardant à l'esprit cette surestimation, on peut remarquer que les valeurs du rapport C/N mesurées lors de l'analyse isotopique ont une moyenne proche de celles des analyses menées par CHNS, de 25,5. De plus de 16,5 à 30 m, les valeurs du rapport C/N sont beaucoup plus faibles que pour le reste de la coupe, avec des valeurs qui s'étendent de 6 à 8,8 et une moyenne à 7,7.

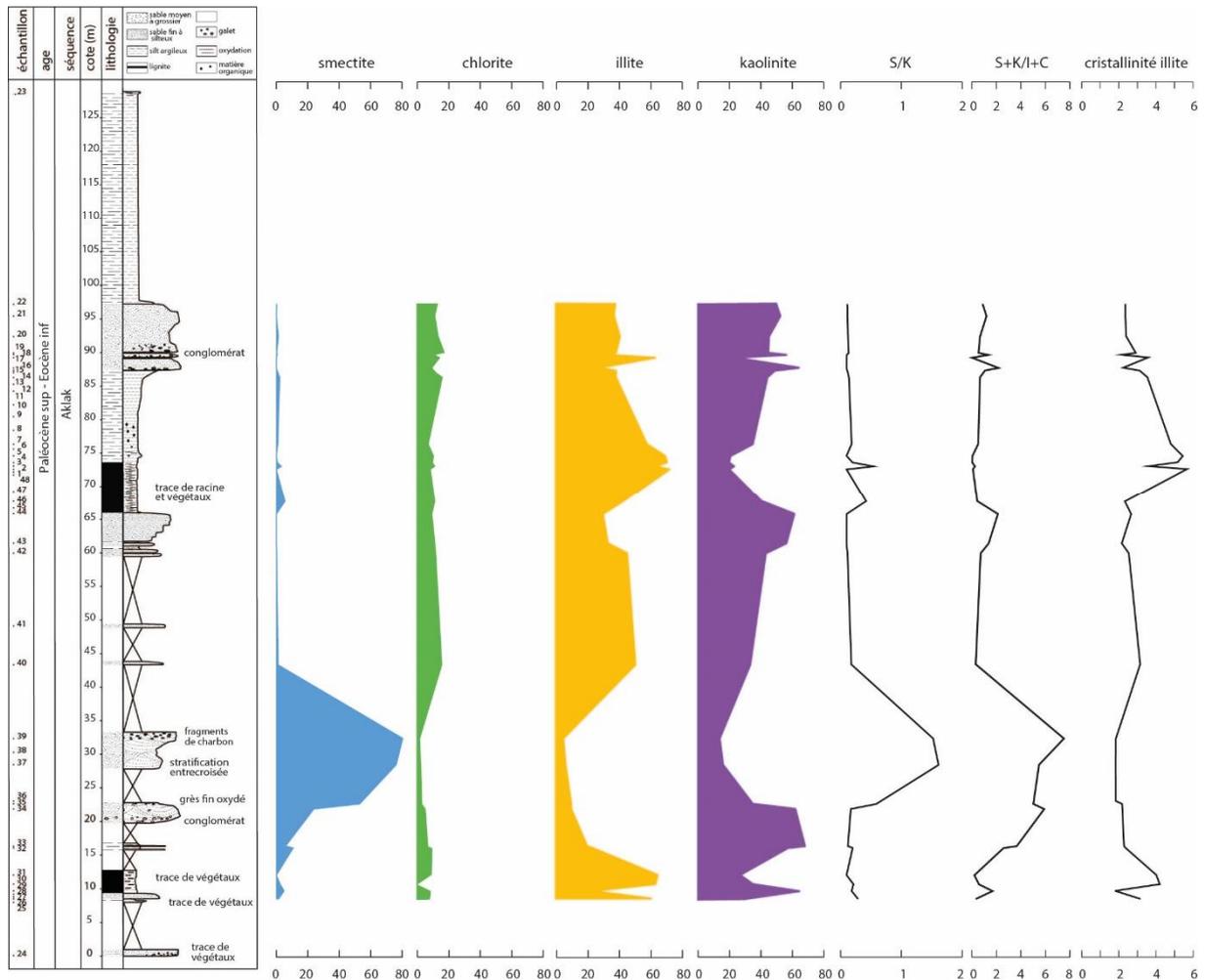
## .2.1.2 Analyses minéralogiques

### .2.1.2.1 Minéralogie totale

Tous les échantillons ont été analysés par diffraction des rayons X sur poudre pour connaître la composition de l'assemblage minéralogique. Les analyses ont révélé la présence de quartz, qui domine l'assemblage, de feldspath (microcline et anorthite), d'argile (smectite, chlorite, illite parfois ouverte, kaolinite) et de gypse, natrojarosite et dolomite pour une partie des échantillons. Ces trois dernières phases minérales, présentes en très faibles proportions, peuvent être considérées comme étant des précipitations secondaires.

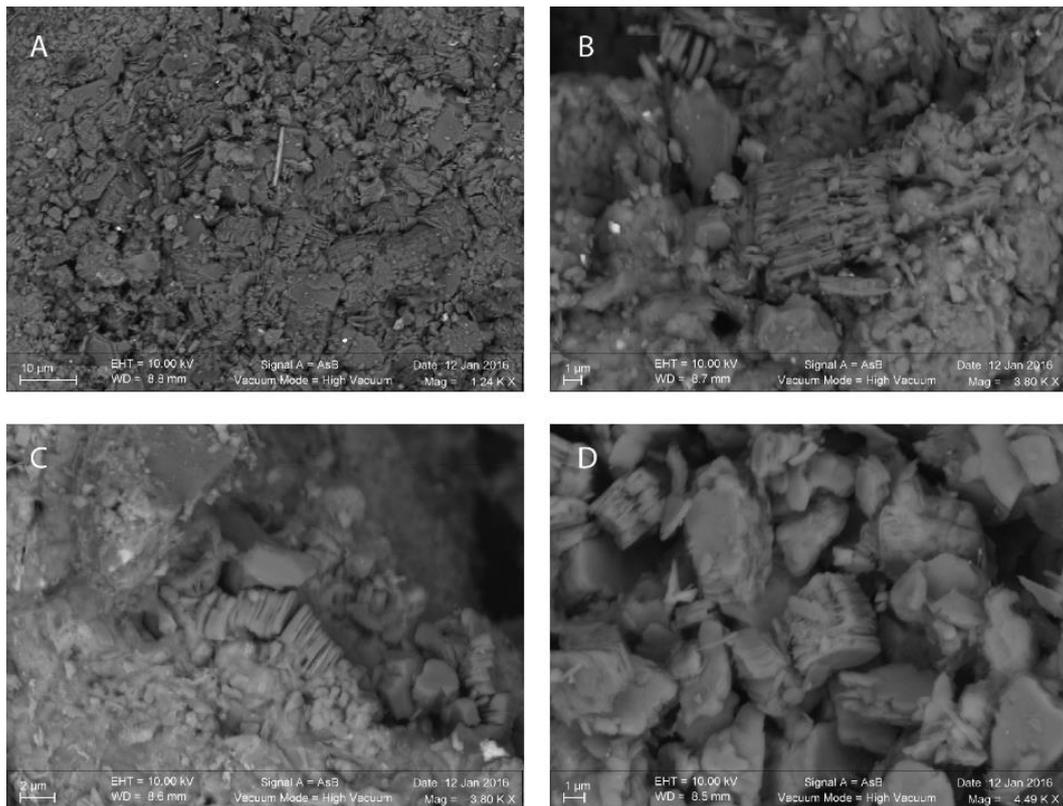
### .2.1.2.2 Minéralogie du cortège argileux

Tous les échantillons ont été préparés pour les analyses du cortège argileux par diffraction de rayons X sur pate orientée. Ces analyses mettent en évidence la présence d'illite (de 4 à 70 %, moyenne 40 %), de kaolinite (de 15 à 70 %, moyenne 40 %), de smectite (de 0 à 80 %, moyenne 10 %) et de chlorite (de 0 à 20 %, moyenne 10 %). La smectite se trouve essentiellement entre les cotes 15 et 32 m (jusqu'à 80 %). Sur le reste de la coupe la proportion de smectite est très faible (moins de 10 %) (Fig. 4.7). Le chlorite varie peu tout au long de la coupe. L'illite et la kaolinite dominent l'assemblage argileux à peu près en proportions égales (40% en moyenne), leurs variations sont anticorrélées (Fig. 4.7). L'illite domine dans les niveaux riches en matière organique. La mesure de la cristallinité de l'illite sur les diffractogrammes permet de mettre en évidence qu'aucune diagenèse d'enfouissement n'a affecté les sédiments. En effet les valeurs qui s'étendent de 0,17 à 0,56 avec une moyenne à 0,3, sont très variables d'un échantillon à l'autre sans montrer de tendance à une amélioration de la cristallinité vers le bas de la coupe. De plus la smectite se trouve en quantité non négligeable localement. Or la smectite est très sensible à la diagenèse d'enfouissement (Chamley, 1989) On peut remarquer que les variations de cristallinité de l'illite suivent, dans les grandes tendances, les variations de proportions d'illite, principalement dans les niveaux riches en matière organique. Ceci signifie que l'illite présente dans ces niveaux est mal cristallisée. Le rapport de l'intensité des pics 002/001 de l'illite a été calculé pour chaque échantillon. Il varie 0,1 à 0,5 avec une moyenne de 0,33. Ce rapport est lié à la quantité d'aluminium par rapport à celle de fer et magnésium dans les couches octaédriques d'illite d'après Esquevin (1969). Un rapport supérieur à 0,44 implique la présence probable d'individus riches en Al (de type muscovite) d'après Debrabant et al. (1985). Ce rapport évolue peu le long de la coupe, seuls quelques échantillons montrent des valeurs supérieures à 0,44. On peut donc penser que la source des illites varient peut et faire l'hypothèse par extension que la source des minéraux en générale varie peu.



**Figure 4.7.** Résultats minéralogiques du cortège argileux de la coupe CoMi. Proportions des différentes phases minérales argileuses le long de la coupe, rapports smectite/kaolinite (S/K) et smectite+kaolinite/illite+chlorite (S+K)/(I+C) et cristallinité de l'illite.

L'observation au MEB a mis en évidence la présence de kaolinite authigénique, mais uniquement dans les échantillons les plus sableux et en faible quantité (Fig. 4.8). La majorité de la kaolinite est donc d'origine détritique.



**Figure 4.8.** Photographies au microscope électronique à balayage des échantillons de la coupe de CoMi sur lesquels on observe de la kaolinite en feuillets bien développés, probablement d'origine authigène. A et B échantillon CoMi 13-16, C : échantillon CoMi 13-33, D : échantillon CoMi 13-39.

## .2.2 Interprétation

### .2.2.1 Environnement de dépôt

La succession de faciès de grès à stratifications obliques et de silt argileux et niveau de lignite indique un environnement de plaine deltaïque avec des variations entre des dépôts de chenaux fluviaux et des dépôts de plaine d'inondation avec la mise en place de marécage. Les fortes proportions de phytoclastes translucides indiquent une proximité de la source des particules organiques et les particules gélifiées indiquent une dégradation probablement in situ dans des environnements relativement confinés tels que des marécages.

L'absence de dinoflagellés permet de préciser la localisation sur la plaine deltaïque, dans un domaine non littoral. L'environnement correspond probablement à la plaine deltaïque supérieure.

La faible proportion de *Pinus* et d'éléments d'altitude reflète soit l'absence de reliefs importants en amont de la zone de dépôt soit un transport des grains de pollens de *Pinus* plus loin dans le bassin.

### .2.2.2 Reconstitution paléoclimatique

La kaolinite domine l'assemblage minéralogique de la coupe CoMi. Elle indique des conditions climatiques chaudes (supérieure à 15°C) et humide (précipitations de plus de 1000mm/an) d'après Robert et Kennett, 1994, si on considère une interprétation climatique de l'assemblage argileux. L'illite est le deuxième minéral argileux en proportion et indique un apport détritique continu (Chamley, 1989). Les assemblages polliniques indiquent des conditions climatiques chaudes de par la dominance des éléments méga-mésothermes et le fort rapport des éléments thermophiles sur les éléments non thermophiles (Fig. 4.4). Le climat enregistré par les sédiments de la coupe de CoMi correspond donc à un climat subtropical humide.

### .2.2.3 Age de la coupe

L'analyse pollinique a révélé la présence de pollen d'*Aquilapollenites*. Ce genre présente plusieurs espèces qui s'étendent du Crétacé supérieur au Paléocène-Eocène. C'est le seul pollen qui apporte des informations permettant de contraindre l'âge de la coupe.

L'excursion négative des isotopes du carbone (4,4 ‰, de -24,45 ‰ à -28,85 ‰, Fig. 4.3) pourrait correspondre au PETM ou à un autre hyperthermal de l'Eocène. Le PETM est en effet caractérisé par une excursion négative des isotopes du carbone de la matière organique de l'ordre de -6,5 ‰ (McInerney et Wing, 2011) et l'ETM2 par une excursion négative de l'ordre de -3,5 ‰ (Lourens et al., 2005 ; Sluijs et al., 2009). Si cette excursion correspond effectivement au PETM, on peut restreindre l'hypothèse de l'âge de la coupe CoMi au Paléocène supérieur-Eocène inférieur. Les comptages polliniques vers le bas de la coupe (entre les cote 10 et 35 m), au niveau de l'excursion négative du carbone auraient pu permettre d'apporter plus de contraintes sur l'âge de la coupe notamment de préciser l'enregistrement ou non du PETM par la reconnaissance de *Apectodinium augustum* par exemple. Malheureusement les échantillons étant trop pauvres nous n'avons pas accès à l'enregistrement pollinique de ces échantillons.

McNeil et al. (1989) a noté la présence du foraminifère *Reticulophragmium borealis* sur la partie basale de l'affleurement de la rivière Aklak, dans le Membre de Ministicooq. Ce foraminifère est caractéristique de la période Sélandien-Thanéien (McNeil et al., 1997). On peut donc penser que l'excursion des isotopes du carbone de la coupe CoMi correspond effectivement au PETM.

L'excursion négative des isotopes du carbone organique de la coupe de CoMi est de l'ordre de 4,4 ‰. Très peu d'enregistrements des isotopes du carbone existent dans les régions péri-arctiques. Un puits du Bassin de Beaufort-Mackenzie a été analysé en termes de variation isotopique du carbone sur la matière organique. Ce puits, Natiak O-44 étudié par McNeil et al. (2013), enregistre l'excursion négative du PETM. La valeur de l'excursion négative du carbone, de l'ordre de 0,72 ‰, au puit Natiak O-44 est beaucoup plus faible que celle de CoMi. Cette excursion est associée à l'acmé à *Apectodinium augustum* et à la disparition de l'espèce *Reticulophragmium boreale*. La faible amplitude de cette excursion est plus proche de valeur de domaine océanique que continental. A l'inverse, la forte variation isotopique sur la coupe de CoMi est compatible avec des données continentales et avec des données acquises au Spitzberg (Harding et al., 2011) qui enregistrent une excursion négative des isotopes du carbone organique de 4 ‰ au PETM sur une épaisseur de 2 m.

Cependant l'excursion négative du carbone de la coupe de CoMi correspond également à l'intervalle dans lequel les proportions les plus importantes de smectite ont été reconnues. La

smectite se forme généralement dans des environnements mal drainés, où les solutions stagnent ou sous un climat chaud à tempéré soumis à des variations saisonnières entre périodes sèches et périodes humides (Chamley, 1989). Le PETM est souvent caractérisé par de fortes proportions de kaolinite reflétant un climat fortement hydrolysant. On peut alors faire plusieurs hypothèses :

- L'excursion négative des isotopes du carbone reflète l'enregistrement du PETM. Dans ce cas, l'assemblage des minéraux argileux sur la coupe de CoMi diffère d'autres enregistrements du PETM. Le début de l'excursion est marquée par de fortes proportions de kaolinite (60 %) puis, rapidement, la smectite (80 %) domine le cortège argileux pour le reste de l'excursion. Ceci peut marquer la mise en place d'une saisonnalité dans les précipitations.
- L'excursion isotopique négative ne correspond pas à un événement climatique mais à une source différente de matière organique. La forte proportion de smectite associée à l'excursion négative du carbone et à un faciès de chenal correspondrait alors également à un changement de source des apports argileux. On peut faire l'hypothèse qu'un milieu habituellement mal drainé, permettant la formation de smectites, serait soumis à l'érosion par avulsion d'une partie du fleuve et apporterait des smectites jusque dans la plaine deltaïque.

La première hypothèse est étayée par le fait que l'excursion isotopique est enregistrée sur une épaisseur de 20 m et de ce fait ne semble pas correspondre à une variation à court terme mais à un contrôle de longue durée. Dans ce cas, l'apparition de la smectite en tant que minéral argileux dominant pourrait refléter des conditions hydrologiques différentes lors du PETM par rapport aux périodes pré et post excursion isotopique avec la mise en place de précipitations contrastées selon les saisons, avec alternance de périodes humides et de périodes plus sèches. L'existence d'un cycle hydrologique accru et de fortes précipitations est une des caractéristiques du PETM (Wing et al., 2005 ; Pagani et al., 2006 ; Aubry et al., 2007 ; Chen et al., 2016). Des conditions de précipitation contrastées au cours du PETM sont mentionnées par plusieurs auteurs (Schmitz et Pujalte, 2003 ; Sluijs et al., 2006 ; Storme et al., 2012 ; Garel et al., 2013). Le minéral argileux généralement enregistré au cours du PETM est la kaolinite, caractéristique d'une altération chimique forte sous climat équatorial à subtropical (Cramer et al., 1999 ; Bolle et Adatte, 2001 ; Clechenko et al., 2007 ; John et al., 2012 ; Gibson et al., 2000). Cependant Robert et Kennett (1994) remarquent la présence de smectite juste après un pic de kaolinite au moment du PETM en Antarctique et l'associent à une alternance de saisons sèches et humides. La même succession d'un pic d'abondance de kaolinite suivi d'une forte augmentation des proportions de smectite est observée sur la coupe de CoMi. Dans les zones péri-arctiques, Harding et al. (2011) indique également la présence de smectite au cours du PETM au Spitzberg, mais ils n'écartent pas une origine de la smectite liée à un changement de source, ce qui correspondrait alors à la deuxième hypothèse.

Dans la deuxième hypothèse les valeurs isotopiques plus faibles de la matière organique seraient alors dues au fait que cette matière organique provient d'un site où elle a subi une altération différente par rapport au reste de la coupe ou des conditions de précipitation différentes. Cependant, la cristallinité de l'illite ainsi que le rapport de l'intensité des pics 001/002 de l'illite ne montrent pas de variation significative au moment de l'apparition de la smectite, ce qui aurait pu être un indice de changement de source. Une des raisons qui aurait pu provoquer une diminution des valeurs isotopiques de la matière organique est une dégradation des composants les plus enrichis en  $^{13}\text{C}$  (Tyson 1995 ; Killops et Killops, 2005). Cependant d'après Lamb et al. (2006) une telle dégradation devrait engendrer une augmentation du rapport

C/N par concentration de composés organiques réfractaires riches en carbone. Or, même si les valeurs sont à prendre avec précaution, le rapport C/N diminue au niveau de l'excursion négative des isotopes du carbone.

D'après les différents arguments exposés ici, la première hypothèse est privilégiée. On peut donc proposer un enregistrement du PETM sur la coupe de CoMi.

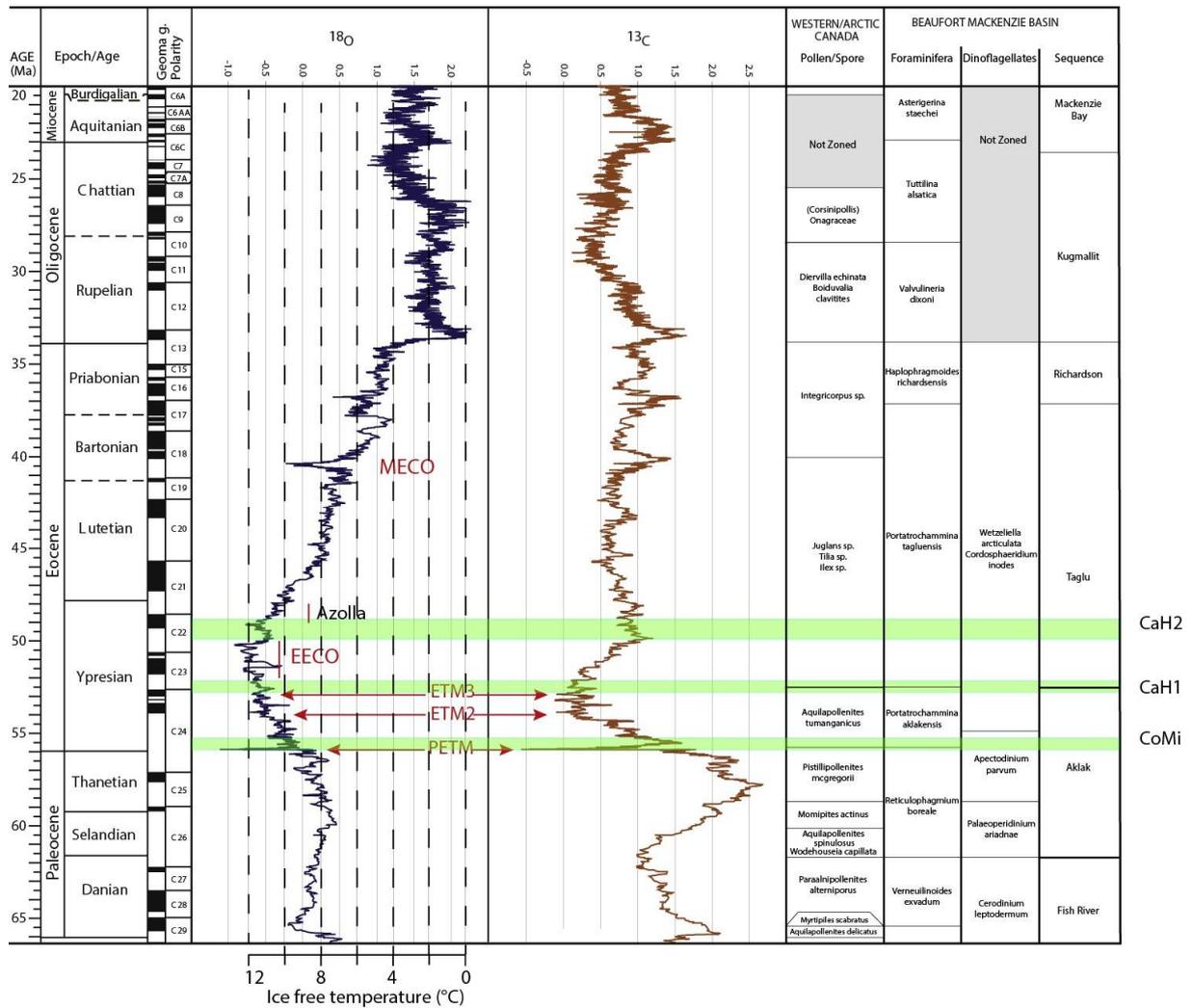
## 2.3 Conclusion

La coupe de Coal Mine enregistre un climat chaud et humide dans un environnement de plaine deltaïque sur l'ensemble de l'enregistrement d'après les fortes proportions de kaolinite et d'éléments méga-mésothermes dans l'assemblage pollinique. Une excursion négative des isotopes du carbone organique est enregistrée dans la partie inférieure de la coupe (entre les cotes 15 et 30 m). Cette excursion, ainsi que l'augmentation de la proportion de smectite dans l'assemblage argileux indiquent soit une variation climatique globale, telle que l'événement hyperthermal du PETM, soit une variation de la source des sédiments transportés par le fleuve Mackenzie. L'hypothèse d'un événement hyperthermique et en particulier le PETM est privilégiée. La faible proportion de pollen ne permet pas de déterminer un âge précis pour la coupe de Coal Mine. Le pollen fossile *Aquilapollenites* a été observé dans la partie supérieure de la coupe et marque un âge Paléocène à Eocène inférieur. Si l'excursion négative des isotopes du carbone sur la matière organique correspond effectivement à une variation globale, elle permet alors de préciser la position stratigraphique de la coupe CoMi.

## Conclusion générale

---

Les deux affleurements, Coal Mine et Caribou Hills, étudiés de part et d'autre du delta actuel du Mackenzie permettent d'avoir accès à un enregistrement des conditions climatiques en zone péri-arctique au cours du Paléocène et de l'Eocène. D'après les études minéralogiques, isotopiques et palynologiques il est possible de proposer une estimation de la position stratigraphique de ces trois coupes dans le Paléocène et l'Eocène inférieur (Fig. 4.9).



**Figure 4.9.** Essai de calage chronostratigraphique des trois coupes étudiées sur les courbes isotopiques générales de l'oxygène (Zachos et al., 2001) et du carbone (Cramer et al., 2009) du Cénozoïque.

Ces trois coupes correspondent toutes à un environnement de plaine deltaïque, en position plus ou moins littorale. D'après le calage proposé sur la Figure 4.9, on peut conclure que les coupes de CoMi, CaH 1 et 2 enregistrent l'évolution du climat en zone péri-arctique, avec une augmentation des températures entre ce qui est interprété comme le PETM et deux intervalles de part et d'autre de l'EECO et la mise en place d'une mangrove.

# **CHAPITRE 5 ó FORAGES DE LA MER DE BEAUFORT-MACKENZIE**

# Introduction

---

Après avoir étudié les coupes continentales de Caribou Hills et de Coal Mine, en domaine de plaine deltaïque, ces travaux de thèse se sont poursuivis par l'analyse de forages situés dans la Mer de Beaufort-Mackenzie. Le but est d'obtenir un enregistrement le plus continu et complet possible de la période Paléocène à Eocène afin de déterminer la réponse du bassin aux variations climatiques du Paléogène en position plus distale par rapport aux coupes de Caribou Hills et Coal Mine.

La première partie de ce Chapitre détaille la façon dont ont été sélectionnés les forages et la manière dont a été déterminé leur modèle d'âge. La deuxième partie présente l'ensemble des résultats (datation, isotope, palynologie, matière organique, minéralogie, éléments traces) pour chaque forage. Une discussion reprenant l'ensemble de ces résultats est proposée dans la troisième partie.

## .1 Calage des forages

---

### .1.1 Biostratigraphie dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie

La biostratigraphie du Bassin de Beaufort-Mackenzie est étudiée depuis la fin des années 60 notamment grâce à l'essor de l'exploration pétrolière dans le bassin. De nombreux auteurs ont décrits des assemblages de foraminifères du Paléocène et de l'Eocène à partir des carottes et cuttings des nombreux forages pétroliers. Les premières études biostratigraphiques sont celles de Chamney (1971) et Petracca (1972) qui se focalisaient sur les foraminifères suivis dans les années 80 également, par celles de McNeil (1985, 1989, 1990) et Dixon et al. (1985). En parallèle, d'autres études se sont focalisées sur les palynomorphes (grains de pollen, spores et kystes de dinoflagellés) et ont apporté des révisions des calages biostratigraphiques établis à l'aide des foraminifères (Staplin 1976 ; Brideaux et Myhr, 1976 ; Ioannides et al., 1980 ; Bujak et Davies, 1983 ; Young et McNeil, 1984 ; Norris, 1986 ; McIntyre et al., 1989 ; White, 1989).

Le Geological Survey du Canada a joué un rôle important dans l'établissement d'une charte stratigraphique et biostratigraphique pour le Bassin de Beaufort-Mackenzie avec l'introduction en 1984 d'une nouvelle impulsion via le programme Frontier Geosciences. Les fonds apportés par ce programme ont permis d'établir une base de données régionale des foraminifères qui forme la base de la zonation et de l'analyse des biofaciès dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie.

L'établissement d'une telle charte régionale était essentiel dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie car la biostratigraphie limitée par l'absence des marqueurs des latitudes plus basses,

utilisés pour les datations, et le caractère endémique de nombreuses espèces rendaient difficiles les comparaisons et calages stratigraphiques. Dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, et les autres bassins boréaux, en plus de leur caractère endémique, les foraminifères planctoniques et les coccolithes sont rares ou absents, les dinoflagellés sont limités à quelques intervalles et les spores et les pollens sont abondants mais mal préservés. Les séquences de zonations standards de la charte chronostratigraphique internationale sont définies principalement dans les latitudes plus basses du sud de l'Europe (Young et McNeil, 1984) et ne sont donc pas directement applicables aux hautes latitudes.

A ces difficultés, liées à la composition de la microfaune et microflore des zones boréales, s'ajoutent les incertitudes de datations effectuées sur cuttings, les risques de retombées dans le puit, mais aussi les remaniements de fossiles toujours fréquents dans un environnement deltaïque.

Les différents assemblages décrits dans les sédiments Cénozoïque du Delta de Mackenzie sont représentés sur la charte de la Figure 5.1 en association aux séquences et formations définies dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie.

AGE			SEQUENCE	FORMATION	ASSEMBLAGE ZONE	INTERNAL ZONE	
Cénozoïque	Plio	I S	Iperk	Nuktak	Criboelphidium	Cibicides grossus	
		M S	Akpak		Cibicoides	Cibicoides diutumis	S1
	Mio	Mackenzie Bay	Mackenzie Bay	Asterigerina staeschei		S2	
	Olig	I S	Kugmallit	Kugmallit	Recurvoides	Turrilina alsatica	S3
		I S	Richards	Richards		Haplophragmoides richardsensis	S4
	Eocene	M	Taglu	Reindeer	Portatrochammina	Portatrochammina tagluensis	S5
		I	Aklak			Portatrochammina aklakensis	S6
	Paleo	I S	Fish River	Ministcoog Mbr Moose channel	Reticulophragmium	Cibicoides boreale	S7
		I S			Verneuiloides	Verneuiloides exvadum Convallina caverna	
	Crétacé sup		Mason River Smoking Hills				S8

**Figure 5.1.** Charte stratigraphique des séquences cénozoïques du Bassin de Beaufort-Mackenzie avec les assemblages biostratigraphiques régionaux correspondants (McNeil, 1989). Le code couleur et la numérotation des différentes séquences identifiées par C. Le Gouche sur la sismique sont représenté à droite.

## .1.2 Stratigraphie séquentielle des puits du Bassin de Beaufort-Mackenzie

Dans le cadre de sa thèse, Chloé Legouche a travaillé sur les forages de la Mer de Beaufort-Mackenzie sur des profils sismiques et des diagraphies. Son travail a permis de reconnaître les différentes séquences Cénozoïques du bassin par l'analyse des terminaisons de réflecteurs

sismiques et des diagraphies de puits situés sur deux transects proximal-distal (Fig. 5.2). Le découpage stratigraphique est réalisé par la reconnaissance des séquences de transgression et régression sur les électofaciès (diagraphie en fonction des environnements de dépôts définis sur les carottes cf. Chapitre 2) associé à la biostratigraphie existante sur la région. Entre deux limites de séquences (SB) il est défini une séquence qui contient une surface maximum d'inondation (MFS). Les limites de séquences (SB) majeures sont numérotées de SB1 à SB9 et les surfaces maximum d'inondation (MFS) majeures sont numérotées de MF1 à MFS8. Ces séquences sont représentées le long des logs de chaque forage et sur la Figure 5.1. Le découpage séquentiel dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie est rendu difficile par la tectonique synsédimentaire du bassin sur la période de temps étudiée. Ce contexte de déformation synsédimentaire crée des sous bassins dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie qui peuvent alors présenter des séquences transgressives-régressives diachrones (Robin et al., 2005). De plus la continuité des marqueurs sismiques n'est pas assurée dans ce contexte tectonique.

Jonathan Bujak a réalisé l'étude biostratigraphique de nombreux forages du Bassin de Beaufort-Mackenzie depuis les années 70 sur la base des données palynologiques. En 2012, il réalise un travail de synthèse sur 54 forages du Bassin de Beaufort-Mackenzie par l'étude des kystes de dinoflagellés, des spores et grains de pollen et champignons. Il propose ainsi pour chaque puits un découpage biostratigraphique et chronostratigraphique. L'étude des puits et de profils sismiques du Bassin de Beaufort-Mackenzie réalisée par C. Legouche dans le cadre de sa thèse a mis en évidence des incohérences entre les découpages chronostratigraphiques proposés par Bujak (2012) et le découpage séquentiel inféré de l'étude de données sismiques et diagraphies. Ces incohérences correspondent au positionnement variable de l'évènement *Azolla* dans les séquences stratigraphiques et à des décalages importants de certains horizons temporels entre forages sans indice de déformation tectonique pouvant à priori expliquer un tel décalage.

### .1.3 Nouvelles datations

Dans le cadre de ces travaux de thèse et de ceux de Chloé Legouche, de nouvelles analyses ont été réalisées à partir de l'étude des nanfossiles calcaires, par Geobiostratdata.consulting, afin de pallier les incohérences de datations. Ces analyses ont été effectuées sur des forages proches des lignes sismiques étudiées par C. Legouche afin de contraindre au mieux la corrélation entre les différents puits et de proposer un nouveau modèle d'âge le plus fiable possible.

Les choix des forages et des échantillons à analyser dans le cadre de notre travail ont été gouvernés à la fois par la nécessité de proximité des forages aux lignes sismiques étudiées par C. Legouche et par la localisation des événements hyperthermaux identifiés par Bujak (2012). L'objectif est d'obtenir un enregistrement le plus continu possible du Paléogène comprenant les différents événements hyperthermaux de cette période.

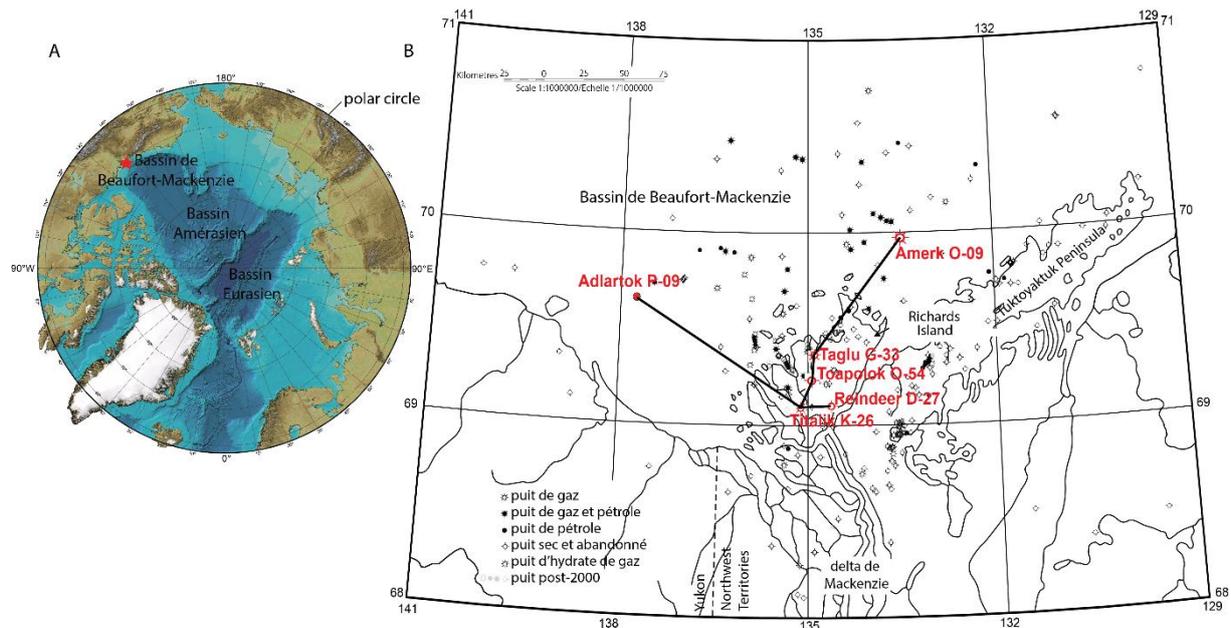
La localisation des échantillons le long des forages a été présentée auparavant sur les planches du Chapitre 2. L'analyse biostratigraphique est basée sur les nanfossiles et les palynomorphes (kystes de dinoflagellés, spores et grains de pollen). L'analyse des nanfossiles calcaires a été menée sur une sélection de 63 échantillons sur les six forages échantillonnés. Seuls 12 échantillons se sont révélés assez riches en nanfossiles pour permettre l'identification ; les autres trop pauvres ou stériles n'ont pu être analysés.

En parallèle de l'étude micropaléontologique, une étude palynologique a été réalisée sur 72 échantillons des mêmes forages. 49 échantillons se sont révélés suffisamment riches en grains de pollen pour effectuer des comptages.

Le travail sur la sismique et les diagraphies de forage réalisé par Chloé Legouche permet de proposer des corrélations entre les différents puits à partir de ces nouvelles datations. De plus l'association des électrofaciès déterminant un environnement de dépôt et de l'étendue au maximum de progradation de chaque séquence permet d'apporter des précisions aux cartes de paléoenvironnement de Dixon (2008). Cette étude permet également de confirmer le changement d'orientation du delta, indiqué par Dixon (2008) au cours du dépôt des différentes séquences notamment entre les séquences d'Aklak et de Taglu (cf. Chapitre 1). Enfin elle met en évidence l'existence potentielle d'un émissaire secondaire du delta, à l'est du delta actuel de Mackenzie au niveau de l'actuelle péninsule de Tuktuyaktuk, au Paléocène et Eocène inférieur lors du dépôt des séquences de Fish River et Aklak. En effet, le modèle de dépôt a mis en évidence des environnements de plaine deltaïque dans ces séquences sur le puit Amerk O-09 incompatible avec l'orientation contemporaine du delta (Le Gouche et al., in prep).

## .2 Résultats acquis sur les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie

Les acquisitions ont été réalisées sur 6 forages dont la position est présentée sur la Figure 5.2.



**Figure 5.2.** A : localisation du Bassin de Beaufort-Mackenzie dans le Bassin Arctique. B : Carte du Bassin de Beaufort-Mackenzie avec la localisation des puits étudiés et la représentation des deux transects proximal-distal.

### .2.1 Forage Reindeer D-27

Le forage Reindeer D-27 est un des deux forages les plus proximaux parmi les forages sélectionnés avec le forage Titalik K-26. Il a été choisi car il doit recouper le PETM et l'évènement *Azolla* d'après Bujak (2012). Il correspond au forage échantillonné avec la plus haute résolution pour comparaison avec les coupes à terre et pour l'étude de l'enregistrement climatique.

75 échantillons ont été prélevés sur cutting et carottes avec un pas d'échantillonnage d'environ 10 à 20 m.

## 2.1.1 Age, calage stratigraphique

### 2.1.1.1 Le nanoplancton calcaire

Le forage Reindeer D-27 correspond à une épaisseur de sédiment de 3750 m. L'analyse du nanoplancton calcaire a permis d'identifier des spécimens que sur 2 échantillons sur les 14 analysés. Leur détermination (faite par Geobiostratdata.consulting) est donnée dans le Tableau 5.2. Ces deux échantillons se situent respectivement à 1469 m et 917 m. L'âge proposé pour l'échantillon à 1469 m est compris entre 61,1 et 55,8 Ma (Sélandien inférieur à Yprésien basal) d'après la présence conjointe de *Toweia tovae*, *Fasciculithus* spp. et *Sphenolithus moriformis*. Pour l'échantillon situé à 917 m, l'âge proposé est compris entre 38,25 et 34 Ma (Priabonien) avec notamment *Reticulofenestra bisecta*, *R. umbilicus* et *Zygrhablithus bijugatus*. Cela donnerait un écart de 17 à 27 Ma pour le dépôt de 552 m de sédiments.

Echantillon		Nano			
Site	profondeur (m)	age		Préservation	Remaniement
Reindeer D-27	917	Eocène supérieur - Oligocène inférieur (zones NP18-NP23 de Martini, 19871)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012, dernière occurrence au sommet de l'Oligocène), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (première occurrence à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocène - Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cycliscardolithus floridanus</i> , <i>Blackites</i> sp.	pauvre	aucun
	1469	Eocène inférieur (zones NP10-NP11 de Martini, 1971)	<i>Fasciculithus</i> sp. (dernière occurrence à l'Eocène inférieur, NP 11 à 55,54 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Sphenolithus moriformis</i> (première occurrence probablement vers la base de l'Eocène), <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Toweius tovae</i> (première occurrence au Paléocène, dernière occurrence à la limite Paléocène-Eocène).	pauvre	aucun

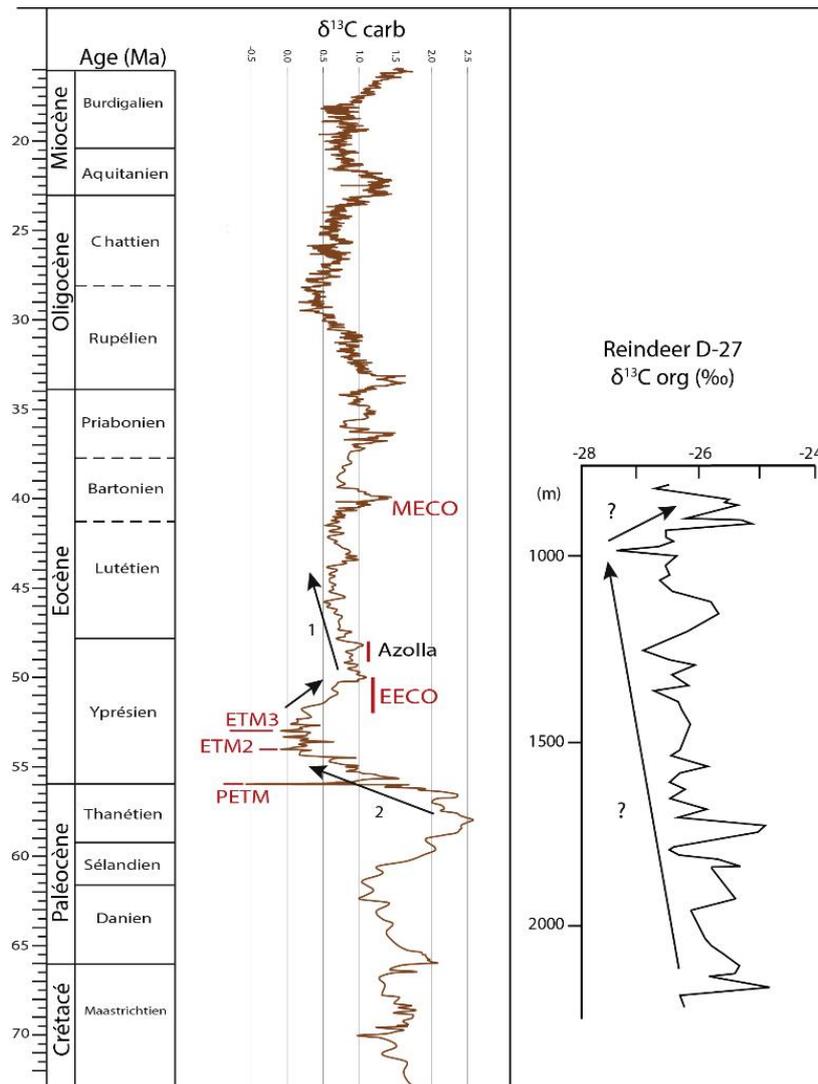
**Tableau 5.1.** Assemblage du nanoplancton calcaire identifié sur les échantillons du forage Reindeer D-27.

### 2.1.1.2 Les isotopes du carbone organique

Le forage Reindeer D-27 fait partie des trois forages sur lesquels des analyses isotopiques ont été conduites sur la matière organique dispersée. Tous les échantillons ont été préparés pour l'analyse isotopique. L'analyse de la minéralogie totale ayant révélée la présence de sidérite dans certains échantillons, l'attaque à l'acide chlorhydrique a été réalisée à chaud, à 100°C. Après l'attaque acide certains échantillons ont été à nouveau analysés par diffraction des rayons X afin de vérifier la disparition de la sidérite.

Les valeurs de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  varient de -24,45 à -27,42 ‰ avec une moyenne de -26,03 ‰. Certains échantillons présentent des valeurs beaucoup plus positives que le reste du forage (à 808 m, 1679 m, 1785 m, 1792 m, 1832 m et 1948 m). Une hypothèse pouvant expliquer ces valeurs plus lourdes est la présence d'un résidu de sidérite. La limite de détection d'une phase minérale par diffraction des rayons X est 1% (Moore et Reynolds, 1995). Or Larson et al. (2008) ont montré qu'une très faible proportion de sidérite (0,5 %) peut avoir un impact sur la valeur isotopique globale d'un échantillon (jusqu'à 1 %). Pour tester l'impact de la sidérite sur les valeurs isotopiques, les échantillons contenant de la sidérite ont été reportés sur la courbe de  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . Il ne semble pas y avoir de lien entre la présence de sidérite et des valeurs plus positives. On peut donc penser que les valeurs isotopiques sont fiables. Les quelques échantillons montrant des valeurs très positives sont toutefois écartés de l'interprétation.

De façon générale les valeurs isotopiques semblent diminuer du bas vers le haut du forage de 2250 à 1600 m. Les valeurs situées en dessous de 1700 m sont plus positives (en moyenne  $-25,5 \text{ ‰}$ ) que les valeurs comprises entre 1700 et 900 m (en moyenne  $-26,2 \text{ ‰}$ ). Au-dessus de 900 m les valeurs deviennent à nouveau plus positives (en moyenne  $-25,7 \text{ ‰}$ ). Aucune excursion négative importante n'est observée. La valeur la plus négative, de  $-27,4 \text{ ‰}$  se situe à 966 m. Cette diminution des valeurs isotopiques peut être corrélée à la tendance de diminution des isotopes du carbone observée sur la courbe de Cramer et al. (2009) entre 49 et 46 Ma (Fig 5.3, 1). Cependant une telle tendance se retrouve aussi plus tôt entre 59 et 55 Ma (Fig. 5.3, 2). Les valeurs plus positives au-dessus de 900 m pourraient alors correspondre à l'augmentation des valeurs isotopiques observée sur la courbe de Cramer et al. (2009) après l'ETM3.



**Figure 5.3.** Comparaison de la courbe isotopique du carbone organique du forage Reindeer D-27 avec la courbe de référence des isotopes du carbone des carbonates de Cramer et al. (2009). 1 : tendance à la diminution des valeurs isotopique au cours de l'Eocène inférieur et moyen. 2 : tendance à la diminution des valeurs isotopique au cours du Paleocène supérieur-Eocène inférieur.

Les données isotopiques ne montrent pas de corrélation avec les paramètres de la matière organique, qui seront détaillés plus loin, ce qui indique qu'elles ne sont pas contrôlées par la dégradation de la matière organique.

### .2.1.1.3 La palynologie

Quinze échantillons ont été traités et analysés (Geobiostratdata.consulting, Jean-Pierre Suc) : huit d'entre eux (1682, 1665, 1469, 1170, 1128, 966, 893 et 817 m) contenaient des palynomorphes (grains de pollen, spores, kystes de dinoflagellés) en quantité suffisante, sept autres (1792, 1750, 1725, 1283, 936, 917 et 741 m) se sont montrés très pauvres et n'ont pas pu être complètement analysés. Dans l'ensemble, la préservation est acceptable à bonne. Quatre échantillons (1682, 1655, 1469 et 1170 m) contiennent des palynomorphes remaniés (pollens et spores essentiellement du Paléozoïque et du Mésozoïque).

L'analyse palynologique semble en désaccord avec l'âge le plus jeune obtenu par l'analyse du nanoplancton. En effet les kystes de dinoflagellés identifiés dans un échantillon situé à 817 m ont révélé la présence d'*Apectodinium* spp. (*A. parvum* et *A. homorphum*), *Wetzeliella articulata*, *Phthanoperidinium geminatum*, le complexe *Glaphyrocysta-Adnatosphaeridium*, *Spiniferites* spp. et *Operculodinium centrocarpum*. Cet assemblage correspond à un âge Yprésien. Cet âge est en accord avec la deuxième proposition de calage (Fig. 5.3, 2) par rapport à la courbe isotopique de référence de Cramer et al. (2009).

La flore pollinique compte 44 taxons, ce qui est assez moyen pour huit échantillons. La flore pollinique est riche en *Cupressaceae*, ce qui peut s'expliquer par le voisinage de la zone de production en pollens, ces pollens étant généralement peu transportés. La flore pollinique de Reindeer D-27 est dominée par les éléments méga-mésothermes (*Taxodiaceae* y compris *Sciadopitys* et type *Taxodium*, *Engelhardia*, *Arecaceae*, *Sindora*, *Myrica*, etc.).

Deux éléments mégathermes sont identifiés, *Avicennia* surtout et *Amanoa*, dans les échantillons supérieurs (1170, 966 et 893 m). *Podocarpus* a été observé dans l'échantillon le plus bas (1682 m). *Cathaya* a été régulièrement recensé. Les éléments mésothermes sont fréquents mais peu abondants (*Alnus*, *Carya*, *Castanea-Castanopsis*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Tilia*, *Zelkova*, etc.). Les pollens des arbres méso-microthermes (*Tsuga*, *Cedrus*) sont quasi-absents et ceux des arbres microthermes (*Abies*, *Picea*) n'ont pas été observés.

Les kystes de dinoflagellés sont très peu nombreux sauf dans l'échantillon situé à 817 m, comme on l'a vu plus haut. *Azolla* est très rare, 1 observation pour 100 grains, retrouvé dans deux échantillons situés à 893 et 1469 m (points verts sur le diagramme pollinique, Fig. 5.6).

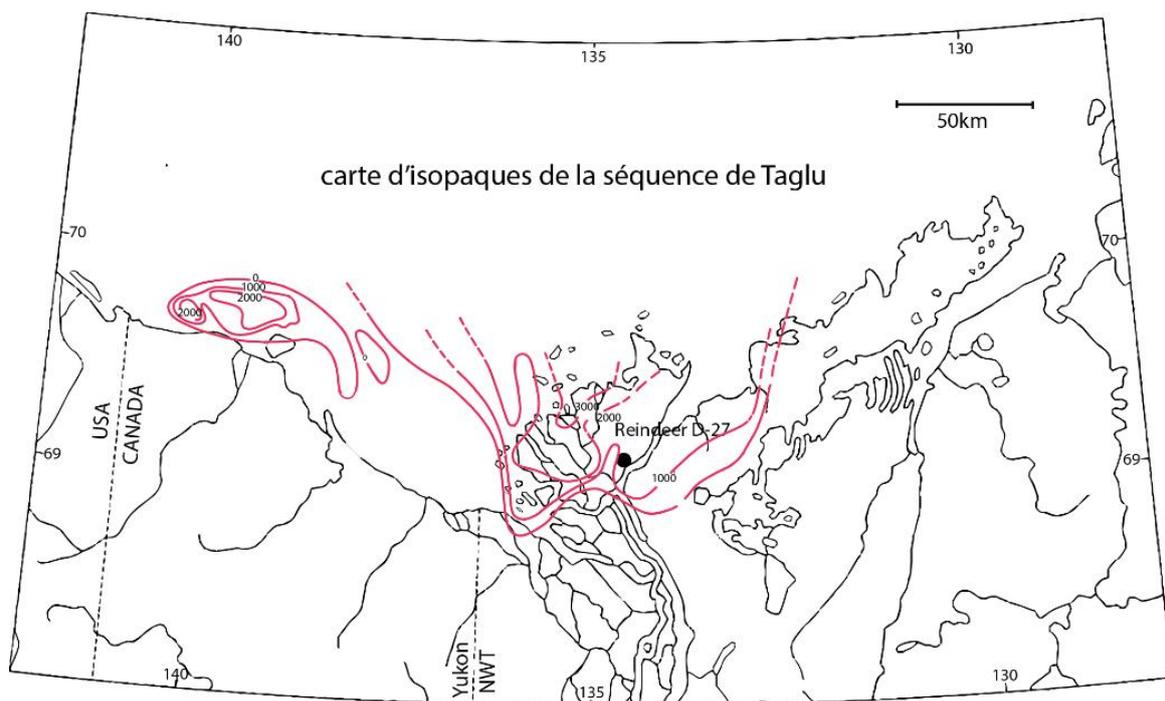
Le diagramme pollinique synthétique (Fig. 5.6) montre très peu de variabilité entre les différentes classes écologiques de végétaux à l'exception des échantillons supérieurs à partir de 1170 m où *Avicennia* est présent. Les grains de pollen d'*Avicennia* ont été observés en lumière fluorescente et leur couleur (vert brillant) suggère une très faible dégradation et exclut toute idée de remaniement. *Avicennia* est un marqueur de mangrove et représente le taxon qui tolère les températures les moins élevées sur l'ensemble des plantes de mangrove.

### .2.1.1.4 Modèle d'âge retenu

Pour les échantillons compris entre 1170 et 817 m, il y a donc incompatibilité chronologique entre d'une part certains éléments de la nannoflore calcaire trouvée à 917 m (*Reticulofenestra bisecta*, *R. umbilicus*, *Cyclicargolithus floridanus*) qui donnent un âge Eocène supérieur et d'autre part l'appartenance presque exclusive à l'Yprésien de la dinoflore à 817 m (non

remaniée compte tenu de sa brillante coloration verte en lumière fluorescente). On peut donc faire l'hypothèse que la présence de certaines espèces du nanoplancton calcaire à 917 m est due à des retombées de sédiments ou des contaminations entre cuttings. Nous avons donc deux hypothèses de calage stratigraphique du forage Reindeer D-27, présentées sur la Figure 5.6.

La présence d'espèces mégathermes et en particulier d'*Avicennia*, marqueur de mangrove, est compatible avec la deuxième hypothèse de calage (Fig. 5.6). En effet la mangrove a été trouvée pour la première fois en Arctique dans les îles de Nouvelle Sibérie (Suan et al., en révision), dans des coupes d'âge Paléocène à Eocène inférieur et dans la coupe terrestre du delta de Mackenzie, Caribou Hills 2 datées également du l'Eocène inférieur, plus particulièrement dans la séquence de Taglu. Il est vrai qu'on ne peut pas écarter la possibilité d'une période assez chaude pour permettre localement le retour de la mangrove plus tard au cours de l'Eocène. Un autre argument en faveur de la deuxième hypothèse de calage est l'apparente stabilité de l'enregistrement pollinique tout au long du forage, ce qui indique peu de variations climatiques au cours de l'enregistrement. La première hypothèse de calage propose un âge Paléocène supérieur à Oligocène supérieur pour la zone échantillonnée, période caractérisée par une importante transition climatique. De plus la carte d'isopaque de la séquence de Taglu de Dixon (2008) indique une épaisseur importante de la séquence au niveau du forage de Reindeer D-27 (Fig. 5.4), qui serait en accord avec l'épaisseur de la séquence de la deuxième hypothèse (plus de 950 m). Il faut toutefois noter que ces cartes sont réalisées à partir de l'étude des forages, et peuvent donc présenter des incertitudes comme présenté plus haut.



**Figure 5.4.** Carte d'isopagues de la séquence de Taglu d'après Dixon et al., (1994).

D'après les arguments présentés ici, le modèle d'âge retenu pour le reste de la présentation des résultats et les interprétations est donc la deuxième hypothèse qui propose un âge Paléocène supérieur-Eocène moyen (séquence d'Aklak et de Taglu) pour la zone du forage échantillonnée (Fig. 5.6).

## 2.1.2 Analyses des constituants de la matière organique

Les 75 échantillons ont été analysés par pyrolyses Rock-Eval et 15 échantillons pour l'analyse des palynofaciès. Des analyses élémentaires CHNS ont été menées sur 16 échantillons.

### 2.1.2.1 Rock Eval

Les valeurs de COT (ou TOC) des échantillons du forage Reindeer D-27 varient de 0,29% à 50,5% avec pour moyenne 7,8%. Les valeurs de l'indice d'hydrogène s'échelonnent de 59 à 217 mgHC/gCOT avec une moyenne à 117 mgHC/gCOT et les valeurs de l'indice d'oxygène varient de 108 à 355 mg CO<sub>2</sub>/gCOT avec une moyenne de 173 mg CO<sub>2</sub>/gCOT. Enfin les valeurs de Tmax varient de 394 à 449 °C avec pour moyenne 416 °C. D'après les diagrammes HI/Tmax, HI/OI et S2/COT, la matière organique du forage Reindeer D-27 correspond à un Type III (matière organique d'origine terrestre) et est globalement immature (Fig. 5.5).

Sur la courbe de COT (Fig. 5.6) on remarque clairement deux intervalles différents sur le forage Reindeer D-27. La partie inférieure du forage, sous la cote 1580 m, contient très peu de carbone organique, avec une moyenne de 1,1 % COT, alors que la partie supérieure est riche en COT correspondant à des niveaux de lignites et a pour moyenne 12,8 % COT. Ces fortes valeurs de COT se retrouvent principalement dans les faciès de plaine deltaïque et correspondent donc probablement à des environnements marécageux.

Les valeurs de l'indice d'hydrogène (IH) augmentent de la base au sommet de la zone échantillonnée (de la cote 2250 à 800 m) reflétant une meilleure préservation de la matière organique dans la partie supérieure du forage. On remarque également une différence sur la courbe de variation de l'indice d'oxygène (IO). Dans la partie inférieure du forage, de la cote 2250 à 1580 m, les valeurs d'IO sont élevées et tendent à diminuer vers la cote 1580 m. Sur la partie supérieure du forage, au-dessus de la cote 1580 m, les valeurs d'IO sont d'abord faibles puis augmentent vers le sommet. Les faibles valeurs de COT dans la partie inférieure de la zone échantillonnée associées aux fortes valeurs de l'indice d'oxygène peuvent signifier que la matière organique déposée dans cet intervalle a été dégradée.

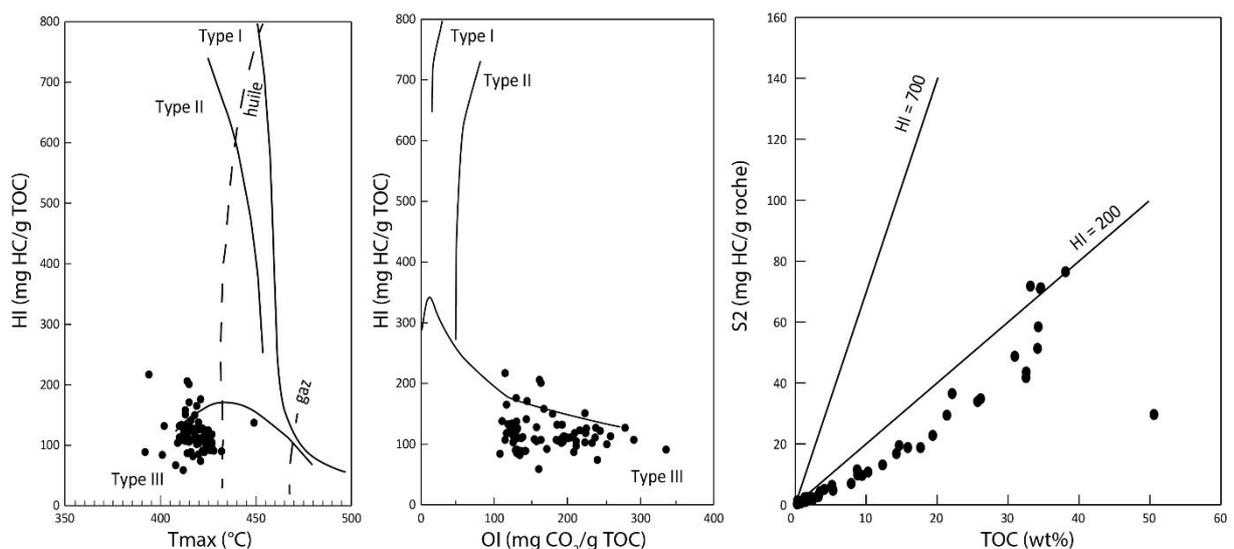
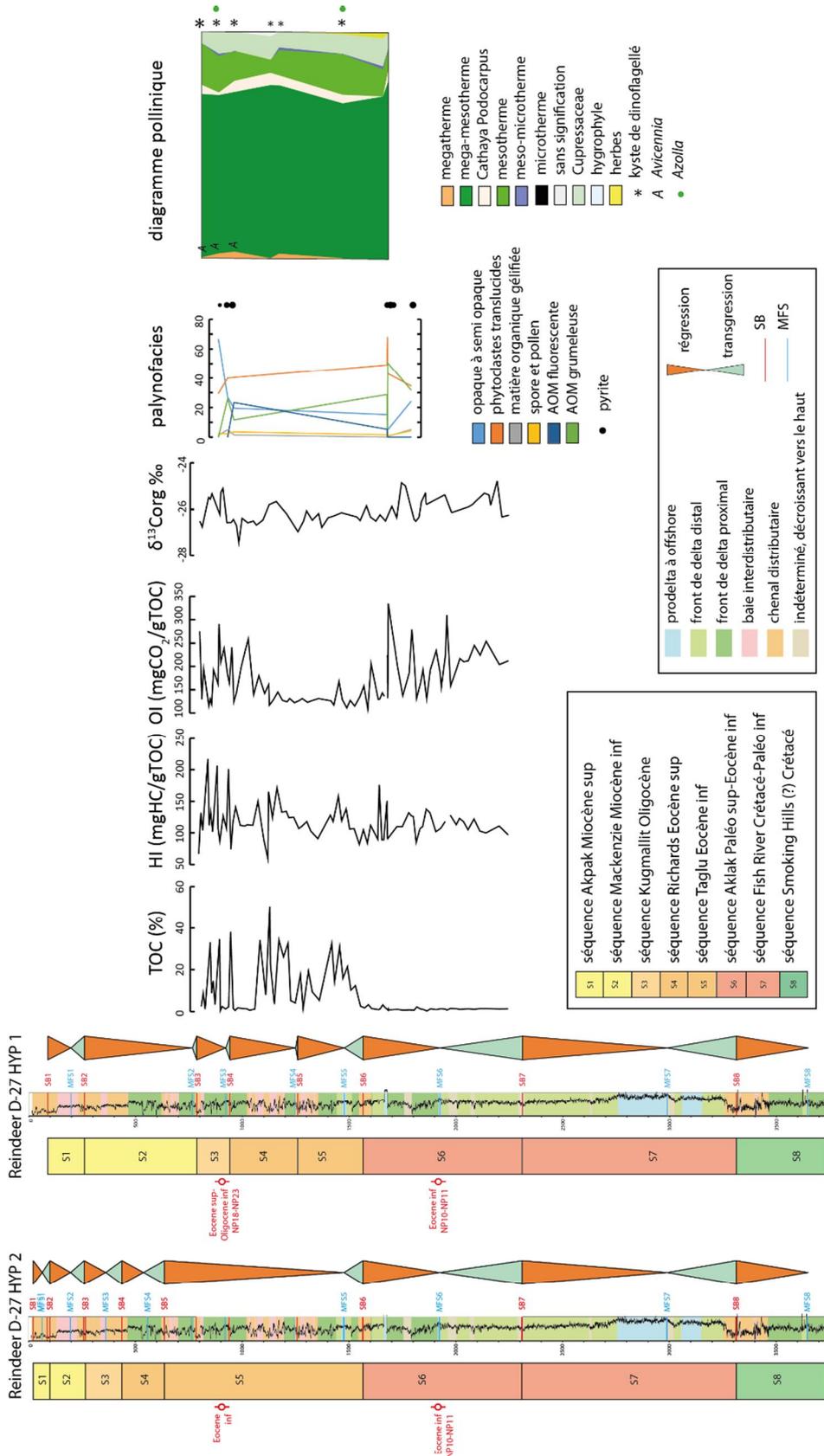


Figure 5.5. Diagrammes HI/Tmax, HI/OI et S2/TOC des échantillons du forage Reindeer D-27.



**Figure 5.6.** Résultats des analyses de la matière organique des échantillons du forage Reindeer D-27. Courbes de TOC, HI et OI, composition des palynofaciès et diagramme pollinique. Deux hypothèses de calage stratigraphique et le découpage séquentiel de C. Legouche (2017) sont représentées (voir texte pour explication). Palynologie d'après Jean-Pierre Suc (Geobiostratdata.consulting).

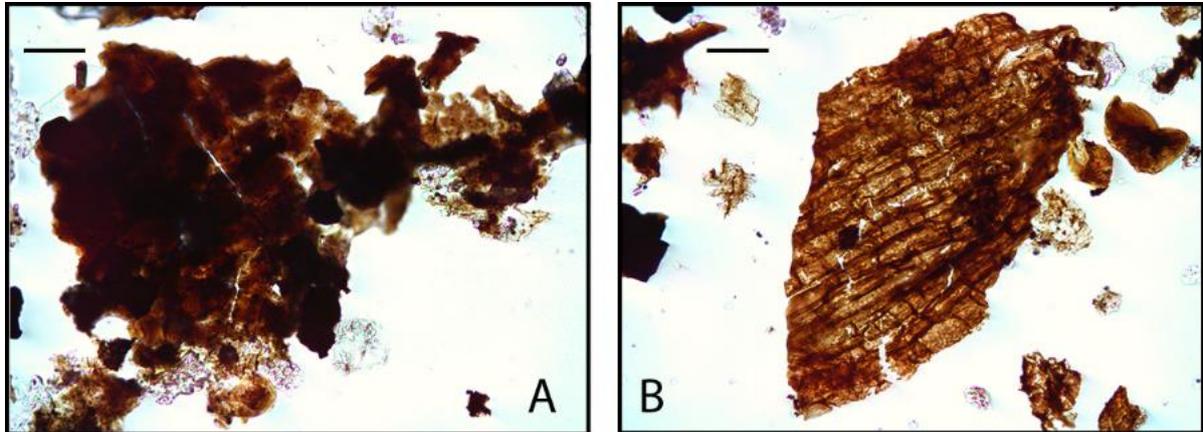
### .2.1.2.2 Palynofaciès

7 lames de palynofaciès ont été réalisées pour le forage Reindeer D-27. Ce nombre limité est dû à la faible quantité de matériel qui a pu être récupérée sur les cuttings et qui n'a pas permis de réaliser à la fois les observations nannoplanctoniques, palynologiques et les palynofaciès. Une lame a été réalisée sur un niveau de lignite.

Les palynofaciès sont constitués de phytoclastes translucides plus ou moins bien préservés (de 7 à 30 %, 44 % en moyenne), de phytoclastes opaques à semi-opaques (de 5 à 67 %, 25 % en moyenne), de phytoclastes gélifiés (de 0 à 5 %, 3 % en moyenne), de spores et grains de pollens (de 1 à 6 %, 3 % en moyenne) et de matière organique amorphe (de 0 à 51 %, 21 % en moyenne pour la matière organique amorphe grumeuleuse et dans deux échantillons de la matière organique amorphe fluorescente, les échantillons 966, 23 % et 1680, 5 %) (Fig. 5.6). Les phytoclastes opaques, semi-opaques et translucides dominent les palynofaciès (Fig. 5.7).

Les phytoclastes translucides dominent l'assemblage sur la majorité des échantillons à plus de 40 %. Seul l'échantillon supérieur est dominé par les phytoclastes opaques (68 %). Cet échantillon a pour valeur de COT 34 % et correspond à un dépôt de lignite. La matière amorphe grumeuleuse représente jusqu'à 51 % de l'assemblage et représente probablement une fraction dégradée de matière organique. Un échantillon contient 23 % de matière organique amorphe fluorescente qui peut être liée à une composante marine plus importante. Les autres constituants représentent quelques pourcents et varient peu (Fig 5.6).

La taille des particules opaques varie de 50 à 1000  $\mu\text{m}$ , et en moyenne est dominée par des particules d'environ 200  $\mu\text{m}$ . Des grains de pyrite ont été observés sur tous les échantillons.

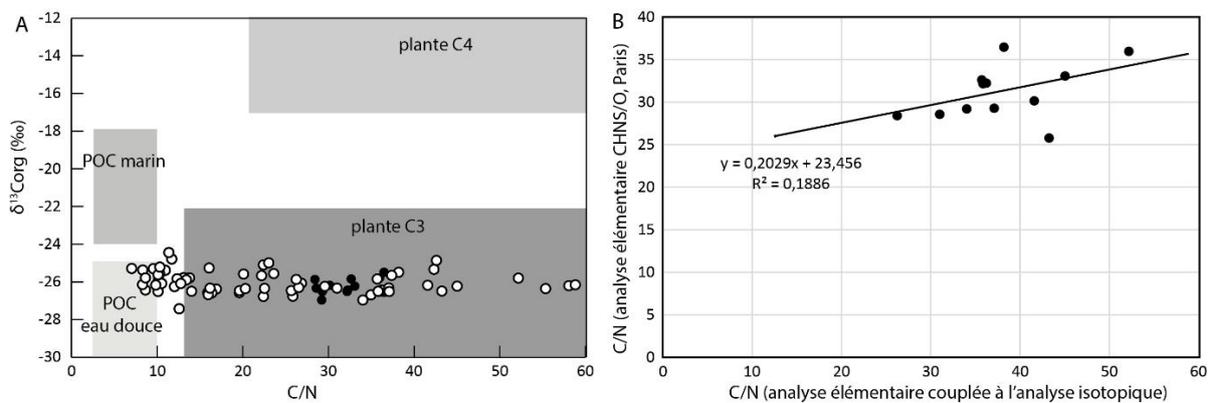


**Figure 5.7.** Photographie de particules de matière organique sur les palynofaciès de l'échantillon 1682. A : phytoclastes gélifiés, matière organique gélifiée et phytoclastes opaques. B : phytoclaste translucide. Barre d'échelle = 40  $\mu\text{m}$ .

L'assemblage des particules de matière organique est relativement stable et riche en phytoclastes translucides. Ceci signifie que la matière organique est fraîche, peu dégradée et peu transportée (Tyson, 1995). De fortes proportions de phytoclastes translucides peuvent être retrouvées dans les environnements fluvio-deltaïques en climat humide. Ces phytoclastes translucides « frais » de taille plus large que les phytoclastes opaques diluent alors les proportions de phytoclastes opaques (Tyson, 1995).

### 2.1.2.3 CHNS

16 échantillons, les plus riches en carbone organique, ont été analysés par analyses élémentaires CHNS à l'UPMC. Les rapports C/N ont des valeurs comprises entre 30 et 40, compatibles avec des plantes en C3 (Lam et al., 2006). En parallèle des analyses isotopiques, des analyses élémentaires ont également été réalisées au laboratoire de Lyon (Guillaume Suan). Cependant ces analyses n'ont pas été calibrées, il faut donc prendre ces résultats avec précaution. Sur le diagramme de la Figure 5.8 sont représentées en noir les analyses élémentaires calibrées et en blanc celles non calibrées. Le diagramme  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  vs C/N montre que les échantillons du forage Reindeer D-27 correspondent à des végétaux supérieurs en C3. Les points blancs ont des valeurs de C/N parfois beaucoup plus faibles. Le diagramme de droite représente la relation entre les deux séries d'analyses élémentaires. On observe un décalage important des valeurs du rapport C/N et une mauvaise corrélation entre les deux séries. Les analyses représentées en blanc et non calibrées ne peuvent donc pas être considérées comme fiables.



**Figure 5.8.** A : diagramme  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$  vs C/N des échantillons du forage Reindeer D-27. Les zones grisées représentent les gammes de valeurs pour différentes origines de matière organique (d'après Lamb et al., 2006). B : droite de corrélation entre les rapports C/N des deux jeux d'analyses élémentaires.

### 2.1.3 Minéralogie

Tous les échantillons ont été analysés par diffraction des rayons X pour la roche totale et les cortèges argileux. L'analyse de la roche totale indique que la minéralogie des échantillons est dominée par le quartz, les feldspaths et les argiles. D'autres phases minérales sont présentes en traces, des carbonates : calcite, dolomite, ankerite et sidérite ainsi que de la pyrite.

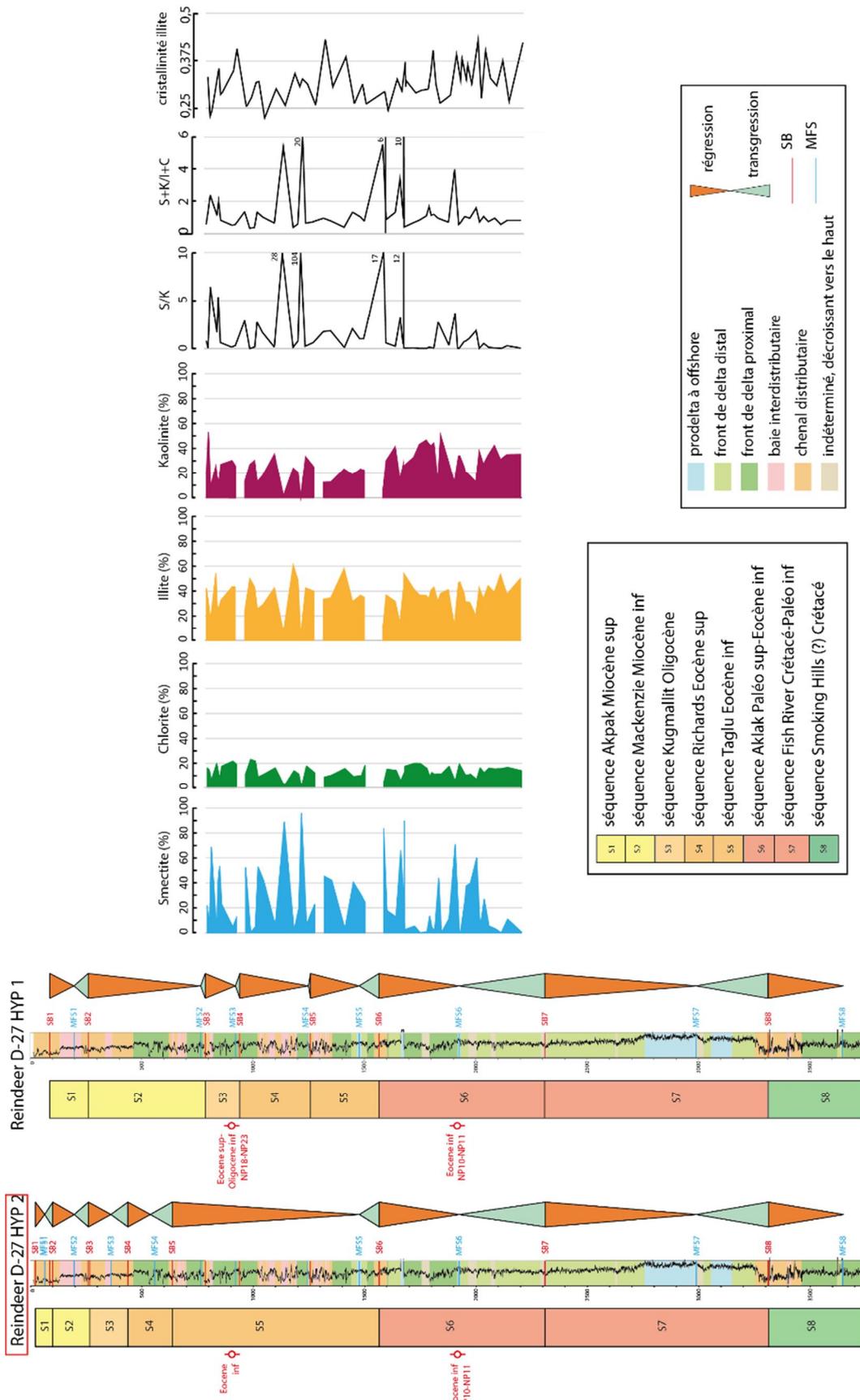
Les cortèges argileux sont constitués de smectite, d'interstratifiés illite/smectite R0 à plus de 90 % de smectite, d'illite, de chlorite et de kaolinite (Fig. 5.9). La proportion d'illite varie de 2 à 60 % avec une moyenne de 35 % (Fig. 5.9), la kaolinite varie de 1 à 53 % avec pour moyenne 26 %, la smectite et les interstratifiés varient de 0 à 95 % avec pour moyenne 25 % et la chlorite de 0 à 25 % avec une moyenne de 15 %. Le cortège argileux est dominé par l'illite, reflétant le rapport de l'érosion physique en amont et la kaolinite reflétant des apports probablement liés à une érosion chimique.

La cristallinité de l'illite a été mesurée sur chaque échantillon (Fig. 5.9). Les valeurs varient beaucoup (de 0,22 à 0,43, en moyenne 0,31) d'un échantillon à l'autre et la cristallinité ne

semblent pas s'améliorer avec la profondeur (Fig. 5.9). On peut donc penser qu'aucune diagenèse d'enfouissement n'affecte les sédiments de ce forage. Il semble même y avoir une amélioration de la cristallinité de l'illite vers le sommet du forage, entre les cotes 1580 et 800 m. Ceci est peut-être dû à un changement de source ou une dégradation moins intense du minéral source par augmentation du taux d'érosion en amont.

Cet intervalle correspond à la zone où les COT sont les plus forts et à une séquence régressive très développée par rapport aux séquences transgressives et régressives antérieures ce qui peut indiquer un apport sédimentaire plus important. De plus cette limite se situe entre les séquences d'Aklak et de Taglu, entre lesquelles le changement d'orientation du delta a été mis en évidence.

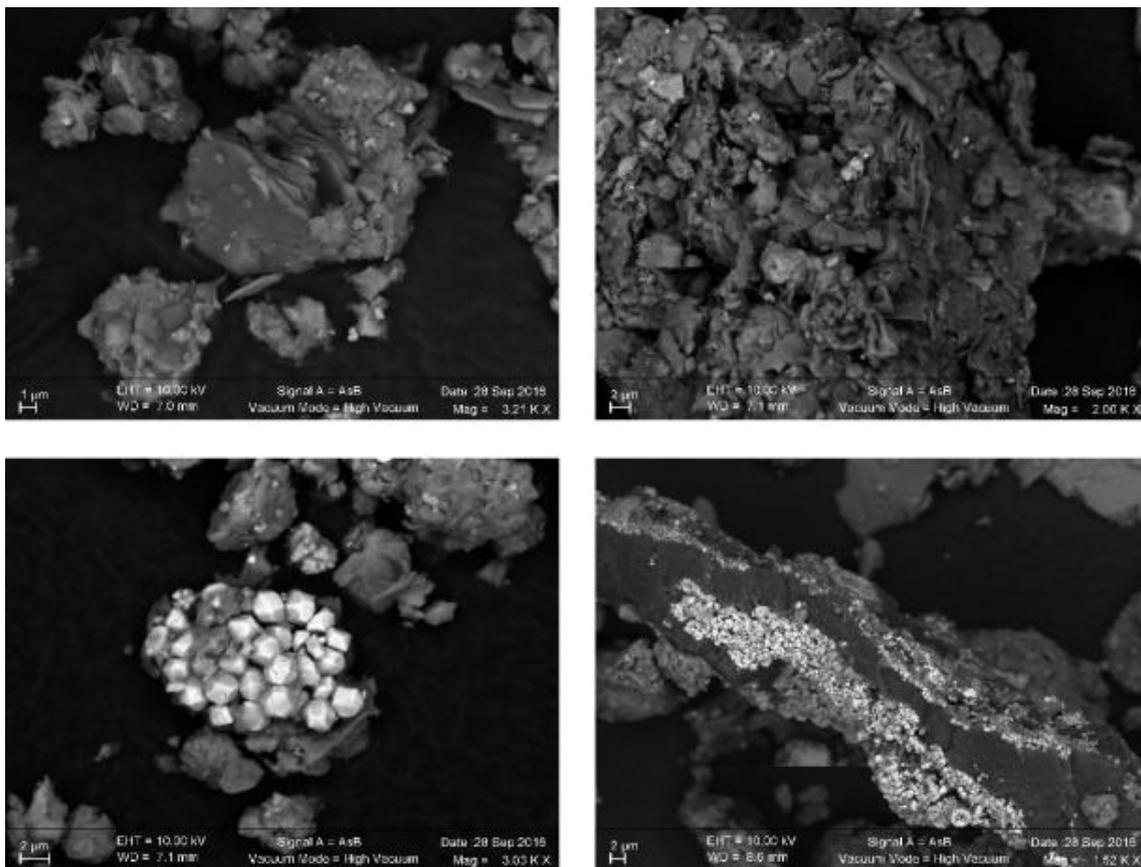
La composition du cortège argileux du forage Reindeer D-27, bien que dominée par l'illite et la kaolinite, varie énormément d'un échantillon à l'autre (Fig. 5.9). Les pics d'abondance de smectite ne semblent pas avoir de liens avec les autres données, que ce soit les paramètres de la matière organique ou la lithologie. De plus ces pics se retrouvent dans différents environnements de dépôt, plaine deltaïque, front de delta ou prodelta. La présence de smectite, comme la kaolinite reflète une altération chimique. L'assemblage kaolinite et smectite indique probablement des fluctuations du climat entre climat humide et saisonnalité contrastée. La smectite semble être un peu plus abondante dans la partie supérieure de la zone échantillonnée du forage, au dessus de la cote 1500 m. Le rapport S/K fluctue énormément probablement en réponse à ces variations de saisonnalité dans des conditions globalement chaudes. Le rapport S+K/I+C varie également beaucoup. En dehors des très fortes valeurs liées aux fortes proportions de smectite, ce rapport reste relativement proche de 1 confirmant à la fois le rapport détritique d'illite et de chlorite lié à un démantèlement mécanique mais également le rapport de minéraux probablement issus de l'altération chimique.



**Figure 5.9.** Résultats minéralogiques du cortège argileux du forage Reindeer D-27. Les deux hypothèses de calage stratigraphique sont représentées. L'hypothèse privilégiée est l'hypothèse 2.

La morphologie des cristaux de kaolinite a été observée au microscope électronique à balayage afin de déterminer son caractère détritique ou authigénique (Fig. 5.10). Quelques feuillets ont une forme caractéristique de kaolinite authigénique. Cependant ces feuillets sont très épars sur les échantillons observés. On peut donc penser que la majorité de la kaolinite a une origine détritique et peut donc être considérée comme reflétant les conditions d'érosion à terre.

Les observations au MEB ont également permis d'observer des cristaux de pyrites (Fig. 5.10). Ces cristaux se présentent sous forme d'agrégats de cristaux euhédriques d'environ 2 µm de diamètre ou semblent recouvrir des fragments de matière organique par une masse de microcristaux. Le fait que ces grains de pyrite ne soient pas observés sous forme de framboïdes suggère une précipitation dans des conditions dysoxiques d'après Roychoudhurya et al., (2003), probablement dans le sédiment au cours de la diagénèse précoce.



**Figure 5.10.** Photographies au microscope électronique à balayage de grains d'échantillons du forage Reindeer D-27 en haut de gauche : kaolinite en feuillet bien cristallisés, d'origine authigène, échantillon Reindeer 1780. Les trois autres photographies correspondent à l'échantillon Reindeer 817, en haut à droite : cristaux de kaolinite authigène ; en bas : cristaux de pyrite en agrégat (à gauche) et recouvrant un fragment de matière organique (à droite).

De la sidérite est également présente tout au long du forage. D'après Bailey et al. (1994), la pyrite et la sidérite sont deux minéraux diagénétiques couramment trouvés dans les sédiments deltaïques. Ils se forment dans les argiles riches en matière organique pour la pyrite et dans les niveaux siliciclastiques pour la sidérite au cours de la diagénèse précoce.

## 2.1.4 Eléments traces

Les éléments majeurs et traces ont été mesurés sur 41 échantillons du forage Reindeer D-27. Ce forage étant en position proximal, il se peut qu'une grande partie de la signature en éléments traces et majeurs reflète les apports détritiques. Pour tester cette hypothèse, des diagrammes de corrélation entre l'aluminium et les autres éléments ont été réalisés (Fig. 5.11). L'aluminium peut être considéré comme un indicateur de la fraction d'aluminosilicates d'un sédiment et est caractérisé par une faible mobilité durant la diagenèse (Brumsack, 1989). C'est pourquoi il est utilisé pour normaliser les concentrations en éléments traces et mineurs d'un échantillon afin de pouvoir le comparer à des échantillons ayant des proportions différentes en carbonates et opale biogénique. Selon les auteurs, l'aluminium ou le titane sont utilisés comme référence de l'apport détritique et donc pour la normalisation. La relation entre l'aluminium et le titane a donc été testée afin de confirmer leur comportement similaire et dans le cas contraire, mettre en évidence un contrôle autre qu'uniquement le détritisme, au moins pour un des deux éléments. L'aluminium et le titane montrent une très forte corrélation, avec un  $R^2$  de 0,96.

La relation entre les éléments et l'aluminium est représentée sur la Figure 5.11. Il en ressort que de nombreux éléments sont fortement corrélés à l'aluminium et dérivent en effet des apports détritiques.

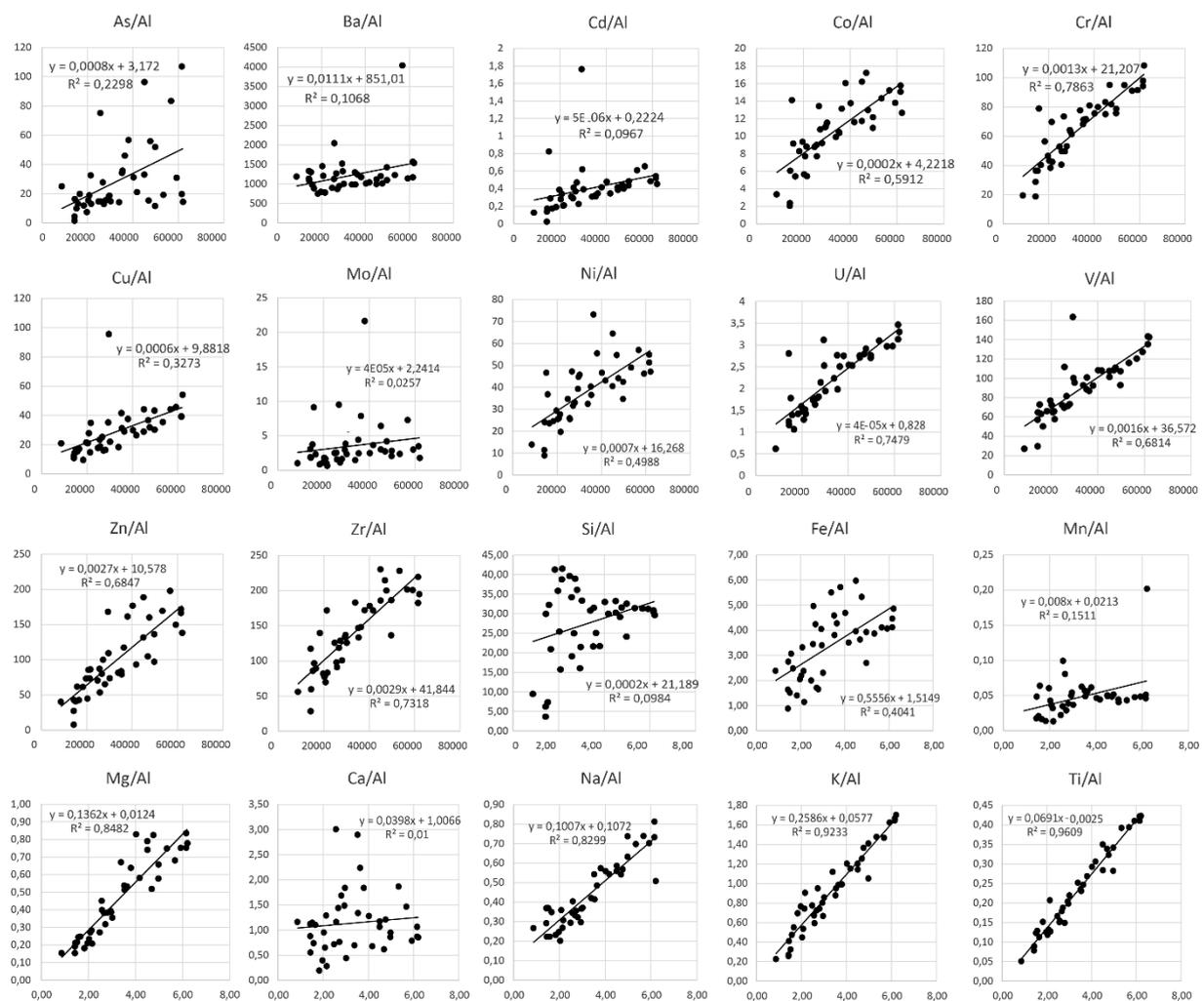
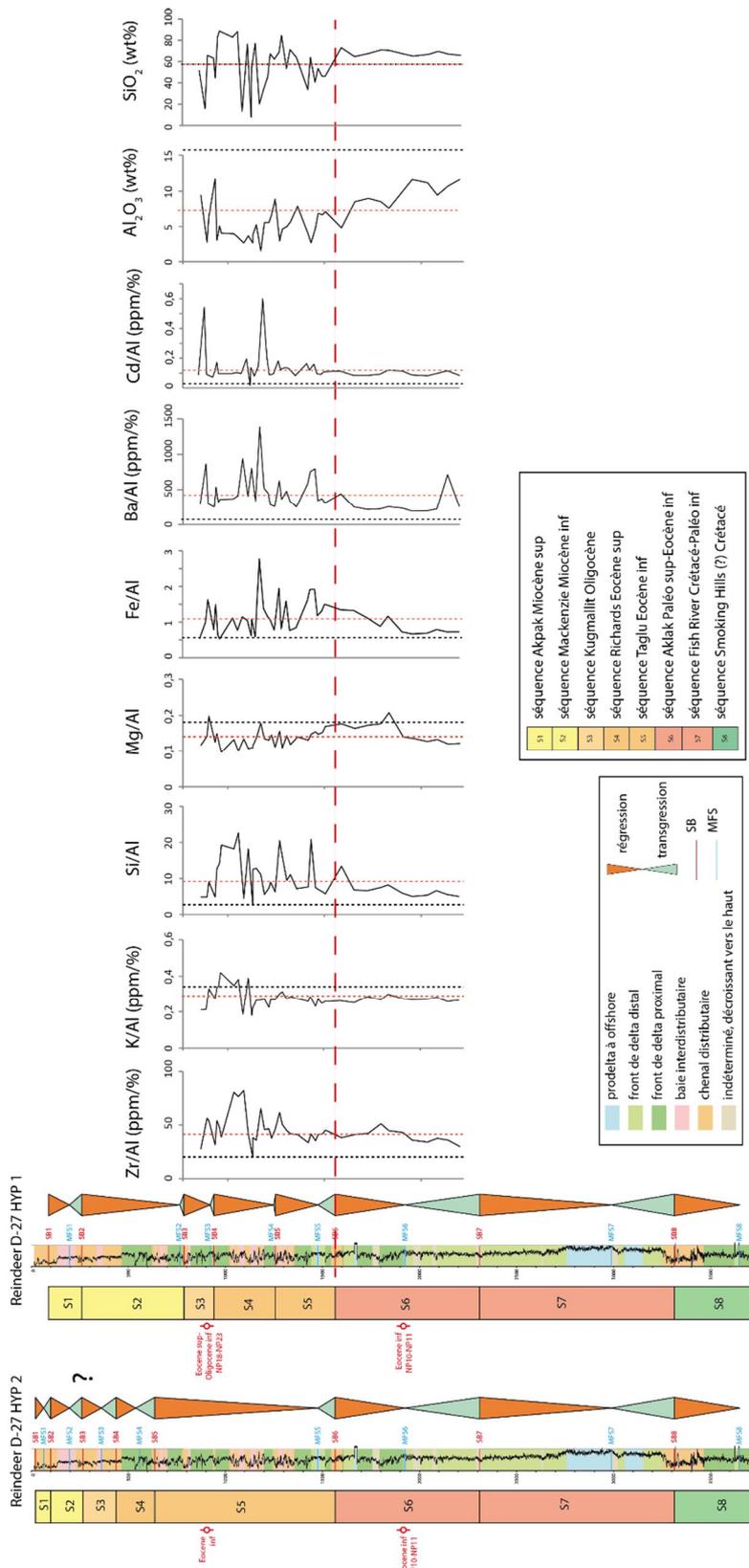


Figure 5.11. Relations croisées entre les différents éléments majeurs, mineurs et traces et l'aluminium pour le forage Reindeer D-27. Les droites de corrélation et les coefficients de détermination sont donnés sur chaque graphe.

On voit sur la Figure 5.12 que les seuls éléments qui ne présentent pas de corrélation linéaire avec l'aluminium sont l'arsenic, le baryum, le cadmium, le silicium, le manganèse, le molybdène, le fer et le calcium.

Les autres éléments, sont donc liés aux apports détritiques. Ils ne peuvent donc pas être utilisés pour des reconstitutions de condition d'oxygénation du milieu ou de paléoproduktivité. En revanche, ce forage va pouvoir être utilisé en tant que référence du détritisme pour les forages plus distaux. La valeur moyenne de chaque élément normalisé sur l'aluminium va permettre de comparer les échantillons des forages Amerk O-09 et Adlartok P-09 avec ceux du forage Reindeer D-27 et ainsi déterminer un enrichissement ou un appauvrissement de chacun de ces éléments par rapport au forage proximal Reindeer D-27.



**Figure 5.12.** Variation verticale du rapport des éléments majeurs et mineurs du forage Reindeer D-27. La grande droite en pointillé rouge indique la limite de séquence S6 entre les séquences d'Aklak et Taglu et correspond à un changement d'orientation du delta. Sur chaque graphe, la droite en pointillé noir représente le rapport normalisé de l'élément sur l'aluminium pour un standard argileux, la droite en pointillé rouge représente la valeur moyenne du même rapport sur le forage Reindeer D-27.

Le silicium, le titane, le potassium, le zirconium peuvent être utilisés en tant que marqueur d'apports détritiques (Dill et al., 2013) dans le sens où ils sont associés aux apports siliciclastiques. L'arsenic, le manganèse, le cadmium et le molybdène peuvent donner des informations sur les conditions d'oxydo-réduction du milieu de dépôt (Guo et al., 1997). Le calcium et le baryum peuvent apporter des indices sur les conditions de paléoproduktivité du milieu (Griffith et Paytan, 2012). Cependant, le lien entre le baryum et la productivité n'est avéré qu'en environnement pélagique oxygène (Dymond et al., 1992). Le baryum peut être associé aux feldspaths potassiques et est enrichi dans l'eau des rivières. Il peut donc également représenter les apports détritiques. Enfin il peut être lié aux conditions redox dans les sédiments puisqu'il a été observé des précipitations de barytine authigène pendant la diagénèse précoce à l'interface entre la zone de réduction des sulfates et celle de la méthanogénèse (Bréheret et Brumsack, 2000). Le baryum précipite principalement sous forme de barytine.

Le silicium, le zirconium, le fer, le baryum, le cadmium et le titane sont tous enrichis par rapport au standard argileux PAAS (Post Archean Average Shale, Taylor et McLennan, 1985, ligne pointillée noire sur la Figure 5.12). De plus il ne semble pas y avoir de liens entre les COT et ces différents éléments, les coefficients de détermination sont faibles. Seul le baryum a un coefficient de détermination supérieur à 0,5 %. Une partie du baryum est alors probablement liée à la matière organique lors de son transport. L'enrichissement en fer peut être lié à la présence de sidérite et de pyrite.

Pour le potassium et le magnésium on observe un appauvrissement des valeurs du forage Reindeer D-27 par rapport au standard PAAS (Fig 5.12). De la même manière les pourcentages pondéraux de  $Al_2O_3$  sont appauvris dans le forage Reindeer D-27. Ceci peut être dû à une proportion plus faible d'argiles dans le forage Reindeer D-27 par rapport au standard en raison d'apports détritiques grossiers importants.

Pour le zirconium, le silicium, le fer, le potassium, le baryum et le cadmium, on observe une augmentation des proportions au-dessus de la SB6 (1580 m), à la limite entre la séquence d'Aklak et de Taglu (Fig. 5.12). Cette limite correspond à un changement dans l'orientation du delta qui passe d'une orientation Sud-Ouest Nord-Est à une orientation Sud-Nord lié à l'orientation des apports de sédiments.

L'augmentation de ces différents éléments marque un changement d'apports ainsi que la progradation générale du delta. On passe en effet de dépôts de front de delta proximal et distal à des faciès de plus en plus dominés par des dépôts de barre d'embouchure, de chenaux et de plaine deltaïque.

Cette variation est associée, comme vu précédemment, à une augmentation des valeurs de COT et une amélioration de la cristallinité de l'illite ainsi que le développement des séquences régressives par rapport aux séquences transgressives visible sur le découpage séquentiel. Tout ceci met en évidence une période de progradation du delta.

## .2.2 Forage Titalik K-26

Le forage Titalik K-26 est situé 20 km à l'ouest du forage Reindeer D-27. Il a été choisi principalement pour la datation et le calage d'horizons spécifiques sur la sismique.

### .2.2.1 Age

Quatre échantillons provenant de deux intervalles carottés ont été examinés. Les deux échantillons supérieurs, situés respectivement à 1475 et 1476 m, ont livré du nannoplancton calcaire. Leur contenu est indiqué dans le Tableau 5.2. Les nannoflores sont similaires, pour les deux échantillons et caractérisées par la présence de deux marqueurs à limites de distribution chronologique bien définies, *Reticulofenestra bisecta* et *R. reticulata*. Il en résulte un âge situé entre 38 et 36 Ma (zones NP17 à NP20) pour ces deux échantillons très proches. Les deux autres échantillons se sont révélés stériles.

Les problèmes d'âge observés sur le forage Reindeer D-27 sont répercutés sur le forage Titalik K-26 d'après les géométries sismiques. Deux hypothèses de calage stratigraphique peuvent alors être proposées pour ce forage. La deuxième hypothèse de découpage stratigraphique du forage Reindeer D-27 étant privilégiée, la deuxième hypothèse pour le forage Titalik K-26 l'est également. Ceci signifie que les âges donnés par l'analyse du nannoplancton correspondent à des retombées ou des contaminations. La préservation du nannoplancton dans les deux échantillons analysés est pauvre.

Echantillon		Nano			
Site	profondeur (m)	age		Préservation	Remaniement
Titalik K-26	1476	Eocène supérieur - Oligocène inférieur (zones NP18-NP21 de Martini, 19871)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (première occurrence à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Reticulofenestra reticulata</i> (dernière occurrence dans la zone NP21 à 35,4 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocène - Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i>	pauvre	aucun
	1476	Eocène supérieur - Oligocène inférieur (zones NP18-NP21 de Martini, 19871)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (première occurrence à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Reticulofenestra reticulata</i> (dernière occurrence dans la zone NP21 à 35,4 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocène - Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i>	pauvre	aucun

**Tableau 5.2.** Assemblage nanoplanctonique des échantillons analysés non stériles du forage Titalik K-26.

Le forage Titalik K-26 enregistre donc les séquences S1 à S8 et la partie échantillonnée correspond à la séquence S5, séquence de Taglu d'âge Eocène inférieur-moyen.

### .2.2.2 Matière organique

#### .2.2.2.1 Rock Eval

Les valeurs de COT des 4 échantillons analysés dans le forage Titalik K-26 varient de 1,02 à 1,48 % avec une moyenne de 1,29 %. Les valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène varient respectivement de 84 à 124 mgHC/gCOT avec une moyenne de 106 mgHC/gCOT et de 115 à 248 mgCO<sub>2</sub>/gCOT avec une moyenne de 172 mgCO<sub>2</sub>/gCOT. Enfin les Tmax varient de 431 à 440 °C, avec une moyenne de 435 °C. Les bases de données de Total apportent des analyses

supplémentaires de la matière organique sur ce forage. Les COT y varient de 0,34 à 19,8 % avec une moyenne de 1,52 %. Les valeurs d' $\delta^{13}C$  varient de 23,6 à 151,6 mgHC/gCOT avec une moyenne de 67 mgHC/gCOT et les valeurs d' $\delta^{18}O$  de 53,9 à 697,3 mgCO<sub>2</sub>/gCOT avec une moyenne de 149,5 mgCO<sub>2</sub>/gCOT. Enfin les Tmax varient de 414 à 538 °C avec une moyenne de 444 °C (Fig. 5.13).

La matière organique est donc d'origine terrestre, de Type III immature à faiblement mature et majoritairement non oxydée à part pour quelques échantillons dont les valeurs d' $\delta^{18}O$  sont très élevées (697,3 mgCO<sub>2</sub>/gCOT). Les valeurs de TOC sont plus faibles que celles du forage Reindeer D-27.

Les valeurs les plus importantes de TOC sont situées en générale au sein des dépôts de plaine deltaïque ou en domaine plus distal, proche d'une MFS. Cependant certains pics d'abondance de COT se retrouvent également au sein des dépôts de front de delta.

#### .2.2.2 Palynologie

Seuls les échantillons situés à 1475 et 1476 m ont livré des grains de pollen en quantité (Fig. 5.13) (Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.consulting) ; les échantillons situés à 2760 et 2762 m se sont révélés extrêmement pauvres. La préservation est moyenne et les palynomorphes remaniés (pollens et spores essentiellement du Mésozoïque) sont assez nombreux.

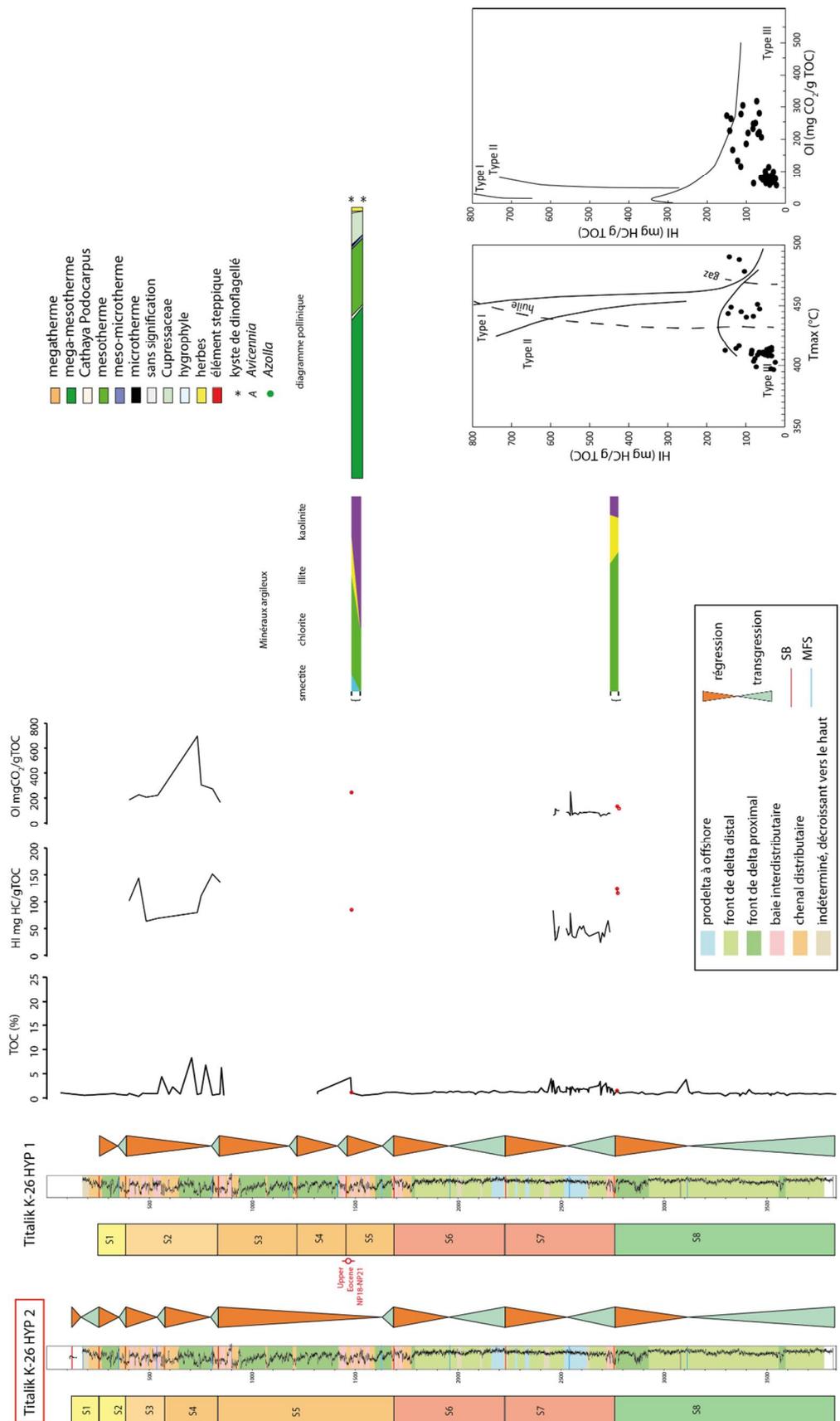
La flore pollinique compte 32 taxons, ce qui en fait une palynoflore assez riche lié au fait que ce forage était probablement assez proche de la végétation productrice. La flore pollinique de Titalik K-26 est relativement riche en *Cupressaceae*, ces pollens n'ayant probablement pas subi un long transport. Elle est relativement riche en éléments méga-mésothermes (subtropicaux) (*Taxodiaceae*, *Engelhardia*, *Distylium*, *Loranthaceae*, *Rhoiptelea*, *Sindora*, *Sapotaceae*) et mésothermes (*Carya*, *Alnus*, *Carpinus*, *Pterocarya*).

Les kystes de dinoflagellés sont présents mais peu nombreux, sans *Apectodinium*. Parmi les spores de Ptéridophytes, *Azolla* n'a pas été observé.

Le diagramme pollinique synthétique (Fig. 5.13) montre deux échantillons assez semblables. Les plantes les plus thermophiles (méga-mésothermes) y prédominent sans toutefois la présence d'élément mégatherme.

#### .2.2.3 Minéralogie

La minéralogie des quatre échantillons est dominée par le quartz et les argiles. Le cortège argileux est constitué de smectite, chlorite, illite et kaolinite (Fig. 5.13). La smectite est présente uniquement dans l'échantillon supérieur à 1475 m et représente 10 % de l'assemblage argileux. La proportion d'illite varie de 30 à 70 % avec une moyenne de 55 %, la kaolinite varie de 10 à 67 % avec une moyenne de 27 % et la chlorite varie de 0 à 25 % avec une moyenne de 15 %. Le cortège argileux est donc dominé par l'illite et la kaolinite. Seul 1 échantillon (1476 m) est dominé par la kaolinite à 67 %. Cet échantillon correspond aux proportions les plus importantes d'espèces méga-mésothermes sur l'enregistrement pollinique. L'association de ces deux observations peut indiquer des conditions climatiques relativement chaudes.



**Figure 5.13.** Résultats des analyses de la matière organique des échantillons du forage Titalik K-26. Courbes de TOC, HI et OI, et diagramme pollinique. Les données minéralogiques du cortège argileux sont également présentées. Les deux hypothèses de calage stratigraphique sont représentées, l'hypothèse 2 est privilégiée.

## .2.3 Forage Toapolok O-54

Le forage Toapolok est situé 17 km plus au Nord par rapport aux deux forages Reinderr D-27 et Titalik K-26, en position plus distale. Il a été sélectionné car il enregistre le PETM d'après les analyses biostratigraphiques de Bujak (2012) et pour obtenir des contraintes d'âge pour le calage des réflecteurs sismiques. Le forage Toapolok O-54 enregistre 3000 m de sédiments.

### .2.3.1 Age

Cinq échantillons (509, 546, 966, 1012, 1149 et 1250 m) ont été analysés mais tous se sont révélés stériles pour les nannofossiles. Ils n'ont donc pas permis de confirmer le calage stratigraphique du puits.

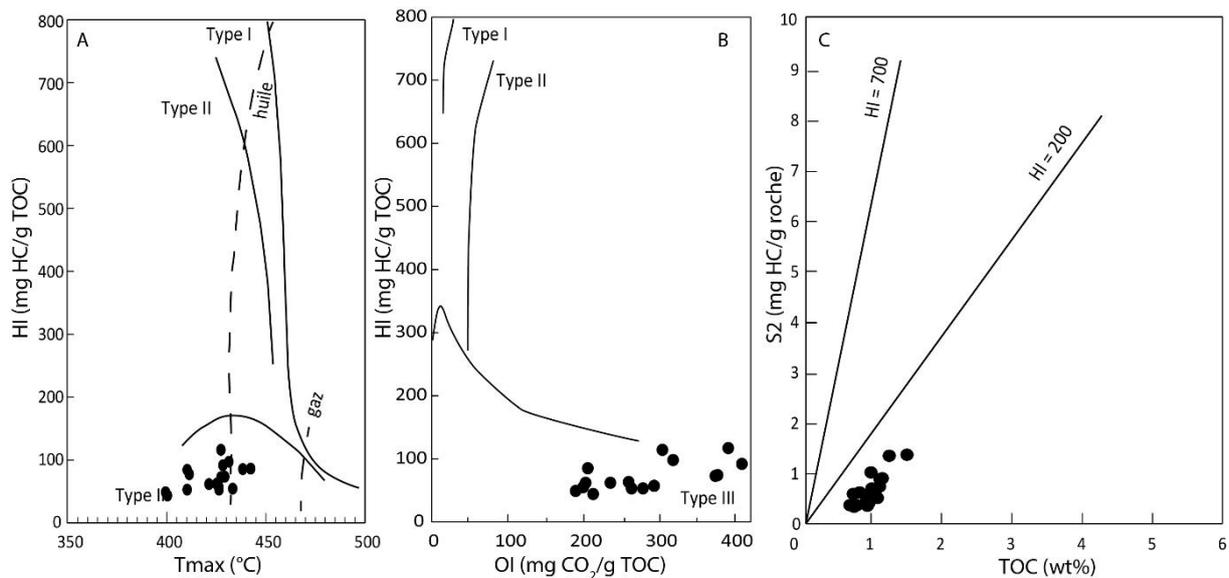
Les corrélations sismiques avec le forage Reindeer D-27 ainsi que la palynologie, par l'approche climatostratigraphique, permettent de proposer un calage chronostratigraphique représenté sur la Figure 5.15 (Hypothèse 2). En effet les données palynologiques et notamment la reconnaissance de pollen de *Nypa*, élément de mangrove, suggère un âge proche du maximum thermique de l'Eocène. La première hypothèse représentée sur cette même figure correspond au découpage corrélé avec les 1<sup>ère</sup> hypothèses des forages Reindeer D-27 et Titalik K-26 présentées plus haut. La corrélation avec le développement de la mangrove sur le puit Reindeer D-27 et la coupe de Caribou Hills dans le delta de Mackenzie semble plausible au vu de la faible distance entre ces sites. Il semble de plus en plus probable que la mangrove ait pu se développer à l'Oligocène en Arctique, comme le suggérait le découpage stratigraphique de Bujak (2012), alors que les températures diminuent et que des glaces de mer au moins éphémères se forment (Zachos et al., 2001). En effet les éléments de mangrove sont caractéristiques de climat chaud. *Nypa* en particulier se développe sous des températures annuelles moyennes de 20°C (Gee, 2001).

Le forage Toapolok O-54 enregistre donc les séquences S8 à S2 et la partie échantillonnée correspond aux séquences S5 à S3 (Taglu, Richards et Kugmallit) d'âge Eocène inférieur à Oligocène.

### .2.3.2 Matière organique

#### .2.3.2.1 Rock Eval

21 échantillons ont pu être prélevés et analysés pour leur contenu organique sur le forage Toapolok O-54. Ces valeurs sont complétées par celles de la base de données de Total. Les valeurs de COT s'étendent de 0,34 à 6,33 %, avec une moyenne de 1,59 %. Les indices d'hydrogène et d'oxygène ont pour valeurs respectivement, 23 à 788 mgHC/gCOT avec pour moyenne 80 mgHC/gCOT et 22 à 409 mgCO<sub>2</sub>/gCOT avec pour moyenne 169 mgCO<sub>2</sub>/gCOT, deux échantillons ont des valeurs de IO beaucoup plus élevées (607 et 997) indiquant une dégradation de la matière organique. Les valeurs de Tmax s'étendent de 308 à 535°C, avec une moyenne de 438°C (Fig. 5.14).



**Figure 5.14.** Diagrammes HI/Tmax, HI/OI et S2/TOC des échantillons du forage Toapolok O-54 d'après les analyses de pyrolyse Rock Eval effectuées durant ces travaux.

La matière organique du forage Toapolok O-54 correspond à un Type III (Fig. 5.14), dominée par une origine continentale de végétaux supérieurs. Cette matière organique est immature à faiblement mature et est bien préservée. Les valeurs de COT diminuent vers le sommet du forage. Quelques échantillons présentent des valeurs de COT plus élevées (6 %, Fig. 5.14). Ces échantillons sont situés au niveau de limite de séquences ou au sein de dépôts de plaine deltaïque. Un échantillon a une valeur de HI très forte de 788 mgHC/gCOT. Cet échantillon contient probablement une composante marine ou alguaire importante. De façon générale, les valeurs de COT sont plus faibles que celles du forage Reindeer D-27.

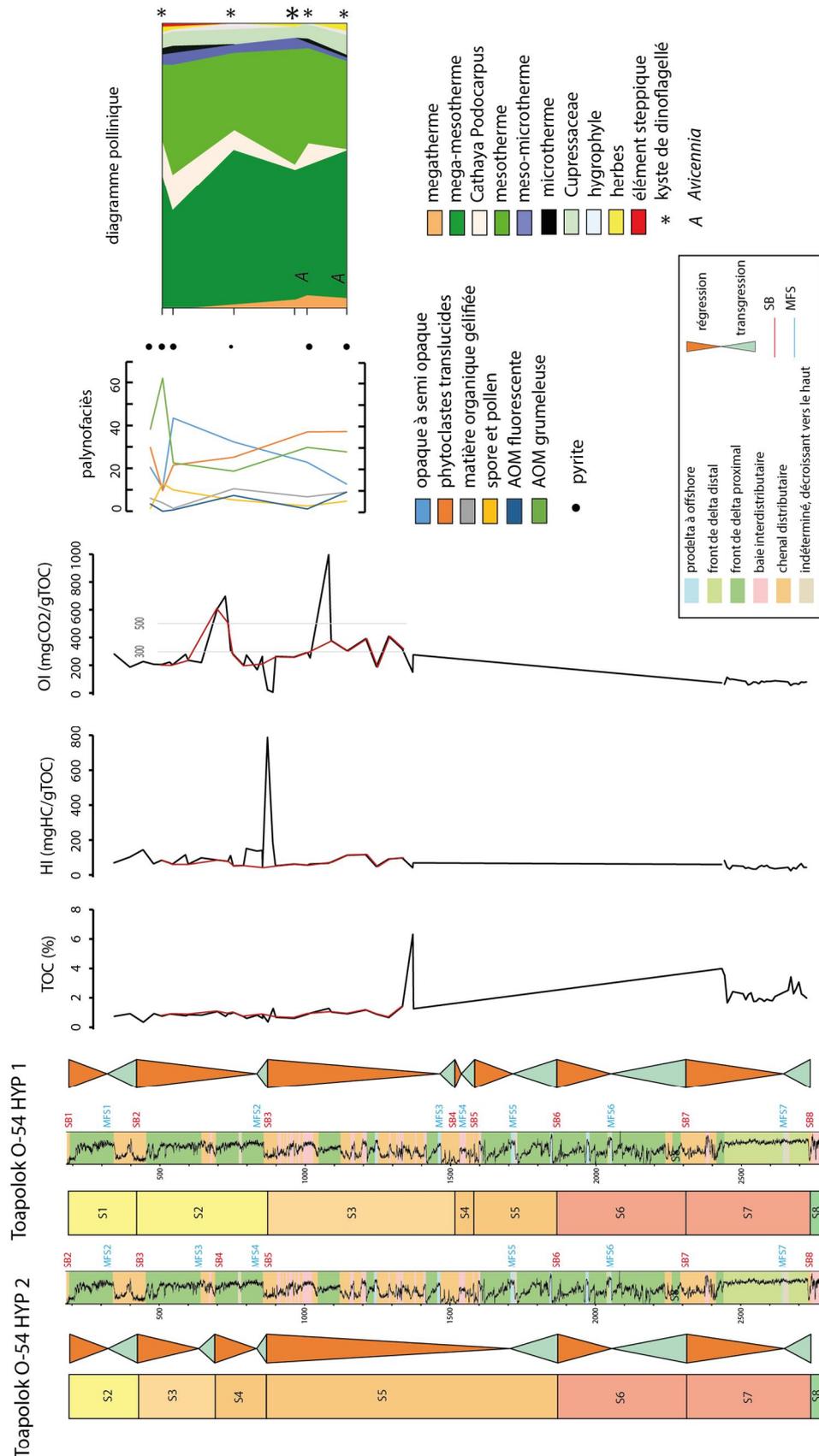
### .2.3.2.2 Palynologie

Six échantillons (509, 546, 756, 966, 1012 et 1149 m) ont été préparés et analysés (Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.consulting). Tous ont livré des grains de pollen en quantité suffisante avec une préservation bonne à excellente. Les palynomorphes remaniés (pollens et spores essentiellement) sont peu nombreux.

La flore pollinique compte 55 taxons, ce qui en fait une palynoflore assez riche pour six échantillons seulement. La flore pollinique de Toapolok O-54 est modérément riche en *Cupressaceae*, ces pollens n'ont probablement pas subi un très long transport. La flore pollinique de Toapolok O-54 contient six éléments mégathermes dans les quatre échantillons inférieurs (1149 à 756 m), avec deux éléments de mangrove (*Avicennia* et *Nypa*, qui constitue une nouvelle identification pour le Paléogène arctique).

L'ensemble de la flore pollinique (Fig. 5.15) est dominé par deux éléments méga-mésothermes (subtropicaux) (*Taxodiaceae*, *Engelhardia*) et par les mésothermes (*Carya*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*, etc.). *Tsuga* (mésomicrotherme) ainsi que *Cathaya* sont surtout présents dans les trois échantillons supérieurs (509, 546 et 756 m).

Les kystes de dinoflagellés sont assez rares et se trouvent concentrés dans les quatre échantillons inférieurs (756, 966, 1012 et 1149 m), sans *Apectodinium*. Parmi les spores de Ptéridophytes, *Azolla* n'a pas été observé.



**Figure 5.15.** Résultats des analyses de la matière organique des échantillons du forage Toapoloq O-54. Courbes de TOC, HI et IO, composition des palynofaciès et diagramme pollinique. Deux hypothèses de calage stratigraphique sont représentées.

Les quatre échantillons inférieurs (1149, 1012, 966, 756 m) diffèrent des deux échantillons supérieurs (546, 509 m), témoignant d'un climat plus chaud exprimé notamment par la présence des éléments mégathermes et la fréquence plus élevée des éléments méga-mésothermes. De plus, ils recèlent des kystes de dinoflagellés.

Ceci conduit à situer les quatre échantillons inférieurs dans le maximum thermique de l'Éocène inférieur postérieurement à l'acmé à *Apectodinium* mais antérieurement aux décharges à *Azolla*. La présence de *Nypa* permet d'envisager un développement optimal de la mangrove. Les deux échantillons supérieurs (546 et 509 m) correspondent à une période moins chaude. On y observe plus de grains de pollen microthermes et steppiques (Fig. 5.15). D'après le calage stratigraphique, ces échantillons sont situés dans l'Oligocène.

### .2.3.2.3 Palynofaciès

6 lames de palynofaciès ont été préparées sur le forage Toapolok O-54. Ces lames sont riches en fluorosilicates ce qui rend les comptages difficiles. Les palynofaciès sont constitués de phytoclastes opaques à semi-opaque (de 11 à 43 %, 24 % en moyenne), translucides (10 à 37 %, 27 % en moyenne) et gélinifés (de 1 à 10 %, 6 % en moyenne), de spores et grains de pollen (de 1 à 13 %, 6 % en moyenne) et de matière organique amorphe grumeleuse (de 19 à 62 %, 33 % en moyenne) et fluorescente (de 0 à 9 %, 4 % en moyenne). Les phytoclastes translucides et opaques et la matière organique amorphe grumeleuse dominent les palynofaciès (Fig. 5.15). Les échantillons de la partie supérieure sont riches en MOA grumeleuse et en grains de pollen. De nombreux grains de pyrite sont observés sur chaque lame. Aucun kyste de dinoflagellés n'a été observé.

Les phytoclastes opaques à semi opaques et les pollens ont des proportions supérieures en moyenne à celles du forage Reindeer D-27. Au contraire les phytoclastes translucides sont moins abondants. Ceci peut refléter la position plus distale du Forage Toapolok O-54 par rapport au forage Reindeer D-27.

Les phytoclastes translucides diminuent vers le haut de la partie échantillonnée du forage entre les cotes 1100 et 400 m de 40 à 10 % (Fig. 5.15). À l'inverse, les phytoclastes opaques augmentent vers le haut du forage, jusqu'à l'échantillon situé à 546 m, de 10 à 40 % (Fig. 5.15). Les deux échantillons supérieurs (situés à 509 et 546 m) sont dominés par la matière organique amorphe grumeleuse. L'augmentation des phytoclastes opaques peut traduire un approfondissement de l'environnement. Ceci se voit également sur la reconstitution de l'environnement de dépôt à partir des électrofaciès puisqu'on passe de dépôts de plaine deltaïque à des dépôts de front de delta proximal.

### .2.3.3 Minéralogie

La minéralogie totale des échantillons du forage Toapolok O-54 est constituée de quartz, feldspaths, argiles et quelques traces de gypse. Le cortège argileux est constitué de smectite, chlorite, illite et kaolinite (Fig. 5.16) dont les proportions respectives sont les suivantes : l'illite varie de 10 à 40% avec pour moyenne 33 %, la kaolinite varie de 5 à 30 % avec pour moyenne 20 %, la smectite varie de 5 à 75 % avec pour moyenne 28 % et la chlorite varie de 5 à 25 % avec une moyenne de 17 %. Le cortège argileux est donc dominé par l'illite. La kaolinite et la chlorite sont présents en proportions importantes. La smectite montre des variations

importantes de proportion de 5 à 75 %, comme dans le forage Reindeer D-27 dans des proportions toutefois inférieures. De plus les proportions de smectite tendent à diminuer vers le sommet du forage (Fig. 5.16).

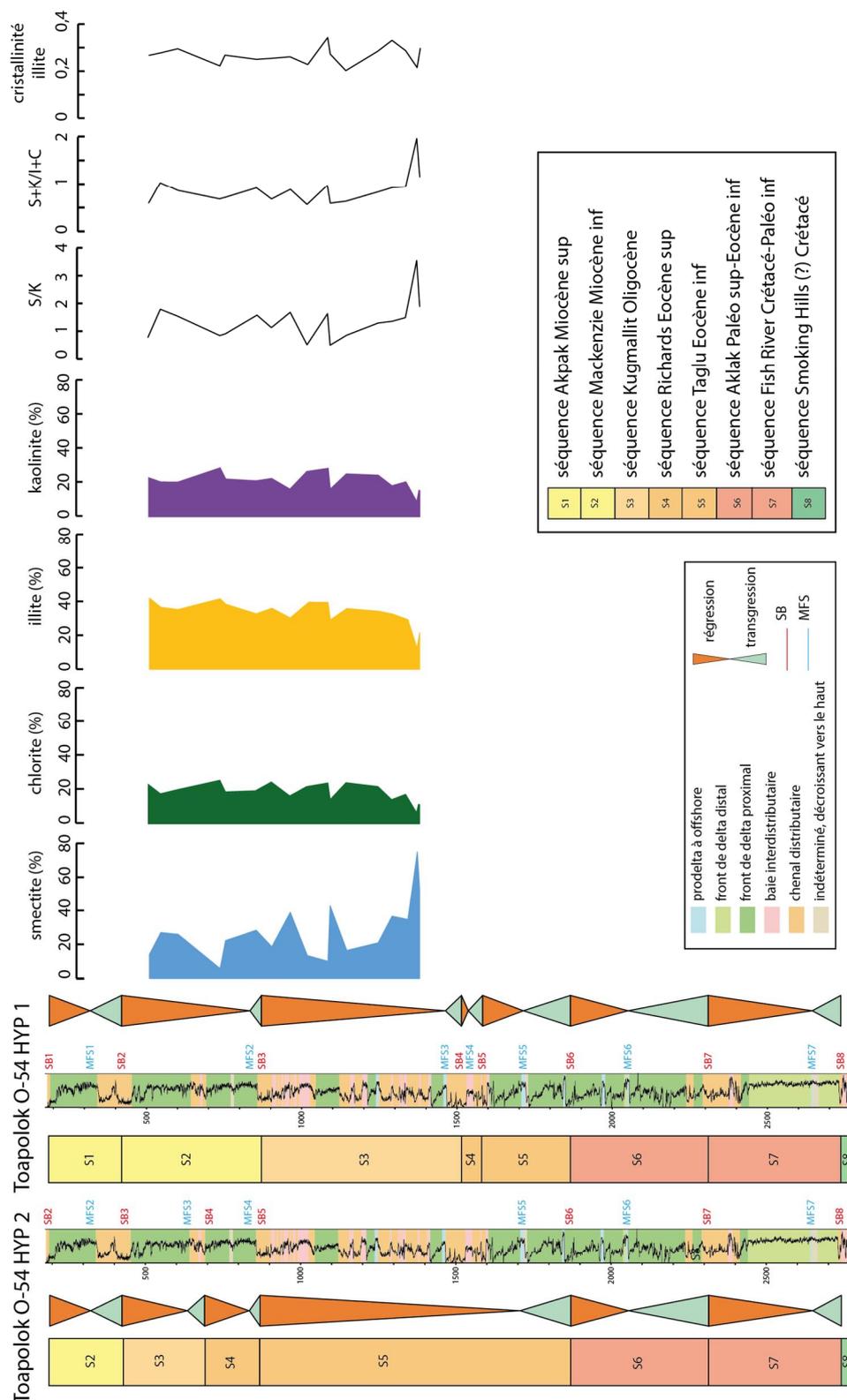


Figure 5.16. Résultats minéralogiques du cortège argileux du forage Taglu G-33.

Le rapport S/K fluctue autour de 1, le rapport S+K/I+C est en général inférieur à 1, indiquant une dominance des apports détritiques. La cristallinité de l'illite ne montre pas d'amélioration avec la profondeur et varie peu tout au long du forage (Fig. 5.16). Il y a donc peu de diagenèse d'enfouissement affectant ce forage.

## .2.4 Forage Taglu G-33

Le forage de Taglu G-33 se situe en position plus distale que les autres forages décrits, à 16 km au Nord du forage Toapolok O-54. Il a été choisi car d'après Bujak (2012) il enregistre l'évènement *Azolla*. Le forage Taglu G-33 correspond à 3000 m de sédiments.

### .2.4.1 Age

Les analyses micropaléontologiques sur les nannoplancton calcaires n'ont donné aucun résultat, les cinq échantillons (2073, 2456, 2529 et 2813 m), provenant d'intervalle carottés, se sont tous révélés stériles. L'analyse palynologique n'a pas apporté de contrainte supplémentaire sur le calage chronostratigraphique du forage de Taglu G-33.

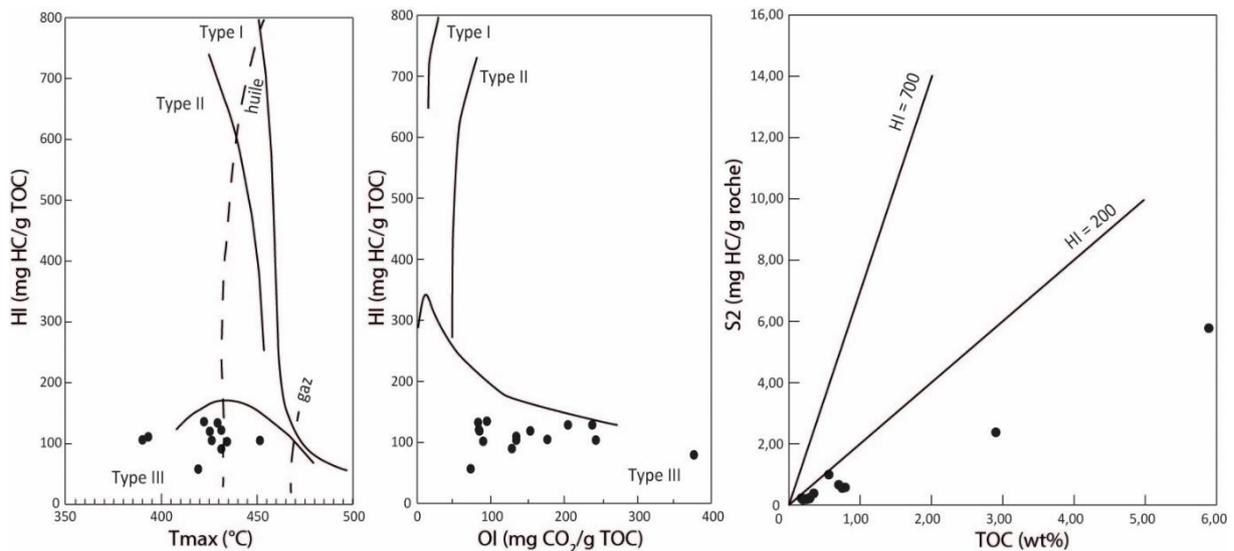
L'analyse des profils sismiques et des diagraphies par C. Legouche a en revanche permis de préciser les séquences enregistrées par le forage Taglu G-33. Celles-ci sont les séquences de Kugmallit, Mackenzie Bay et Akpak qui s'étendent de l'Oligocène au Miocène. Les échantillons se situent tous dans la séquence de Mackenzie Bay d'âge Miocène inférieur (Fig. 5.17).

### .2.4.2 Matière organique

16 échantillons, prélevés sur des portions carottées ont été analysés pour leur contenu en matière organique.

#### .2.4.2.1 Rock Eval

Les valeurs de COT sur ces 16 échantillons varient de 0,2 à 5,8 % avec une moyenne de 0,9 %. Les valeurs des indices d'hydrogène et d'oxygène varient respectivement de 57 à 135 avec une moyenne de 109 mgHC/gCOT et de 73 à 376 avec une moyenne de 154 mgCO<sub>2</sub>/gCOT. Enfin les valeurs de Tmax s'étendent de 301 à 435 °C avec pour moyenne 396 °C (Fig. 5.17).



**Figure 5.17.** diagrammes HI/Tmax, HI/OI et S2/TOC des échantillons du forage Taglu G-33 d'après les analyses de pyrolyse Rock Eval.

La matière organique du forage Taglu G-33 est encore une fois dominée par un Type III, d'origine continentale. Elle est immature et bien préservée (Fig. 5.17).

Les plus fortes valeurs de COT (jusqu'à 6 %) sont localisées en environnement de plaine deltaïque. Ces fortes valeurs de proportion de matière organique correspondent probablement à un environnement marécageux (Fig. 5.17).

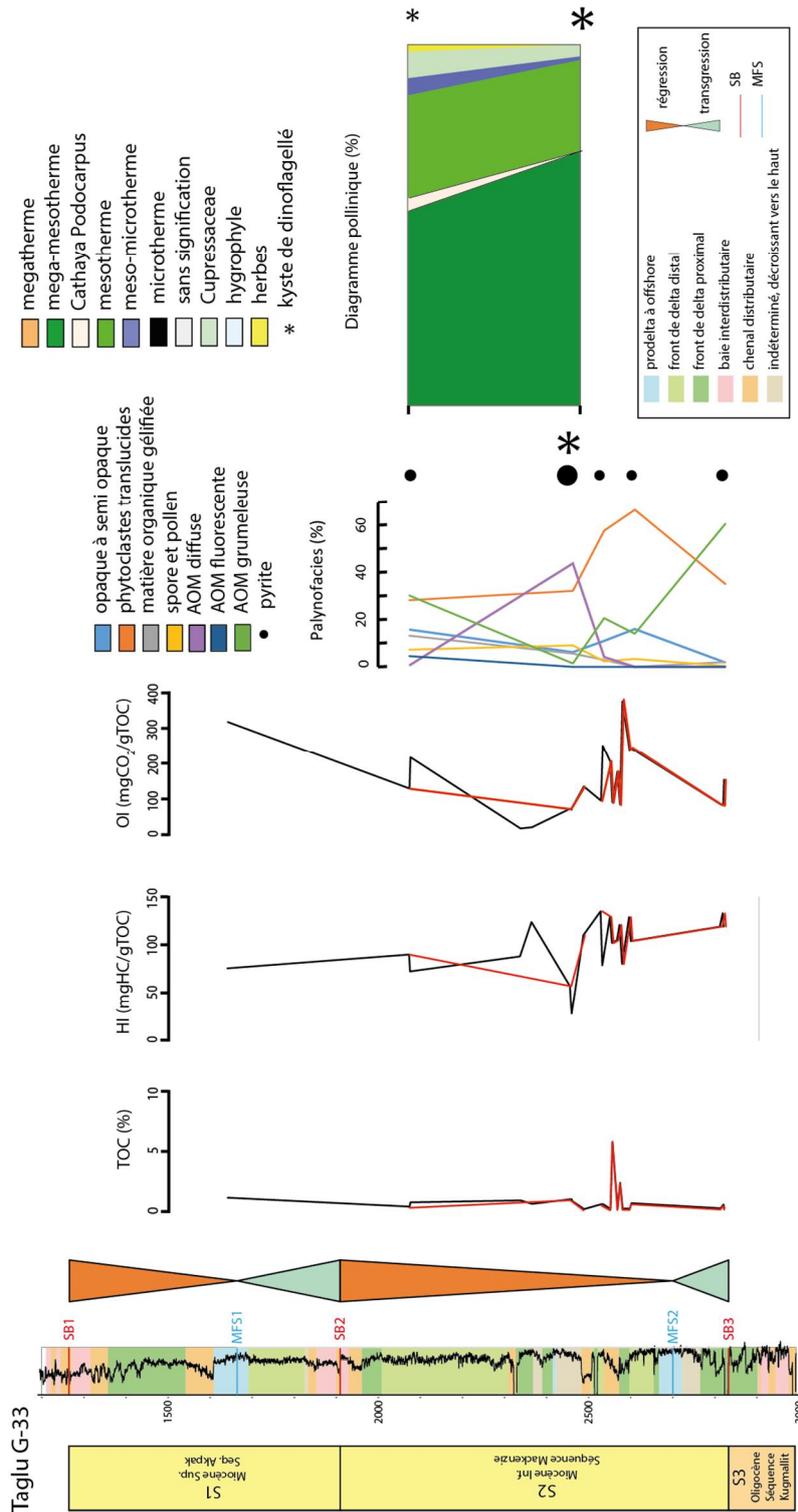
Les valeurs de l'indice d'hydrogène diminuent de 2800 à 1600 m de profondeur alors que les valeurs de l'indice d'oxygène augmentent. Ceci reflète probablement une dégradation grandissante de la matière organique vers le haut du forage. Les valeurs de COT du forage Taglu G-33 sont inférieures à celle du forage Reindeer D-27.

#### .2.4.2.2 Palynologie

Les mêmes cinq échantillons que pour l'analyse des nannoplanctons (2073, 2456, 2529, 2601 et 2813 m) ont été préparés et analysés (Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.consulting). Seuls deux d'entre eux (2073 et 2456 m) ont livré des grains de pollen en quantité suffisante. La préservation est moyenne et les palynomorphes remaniés (pollens et spores essentiellement) sont nombreux.

La flore pollinique ne compte que 17 taxons, ce qui en fait une palynoflore assez pauvre pour deux échantillons. La flore pollinique de Taglu G-33 est relativement riche en *Cupressaceae*. Elle ne contient pas d'élément mégatherme et est dominée par trois éléments méga-mésothermes (subtropicaux) (*Taxodiaceae*, *Engelhardia*, *Sciadopitys*) et par les mésothermes (*Carya*, *Alnus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Alnus*, etc.). *Tsuga* (mésomicrotherme) ainsi que *Cathaya* sont surtout présents dans l'échantillon à 2073 m.

Les kystes de dinoflagellés sont très rares dans l'échantillon à 2073 m mais relativement fréquents dans celui situé à 2456 m, sans *Apectodinium*. Parmi les spores de Ptéridophytes, *Azolla* n'a pas été observé.



**Figure 5.18.** Résultats des analyses de la matière organique des échantillons du forage Taglu G-33. Courbes de TOC, HI et IO, composition des palynofaciès et diagramme pollinique.

Le diagramme pollinique du forage Taglu G-33 (Fig. 5.18) montre surtout une variation dans les proportions d'éléments mésothermes qui sont plus abondants dans l'échantillon situé à 2456 m que dans celui situé à 2073 m. L'échantillon supérieur (2073 m) a des proportions en éléments méso-microthermes, en *Cupressaceae* et *Cathaya* et *Podocarpus* plus importantes que l'échantillon situé à 2456 m. Ceci peut refléter une diminution des températures entre le dépôt des deux échantillons. Cependant l'évolution du climat est difficile à interpréter sur si peu d'échantillons.

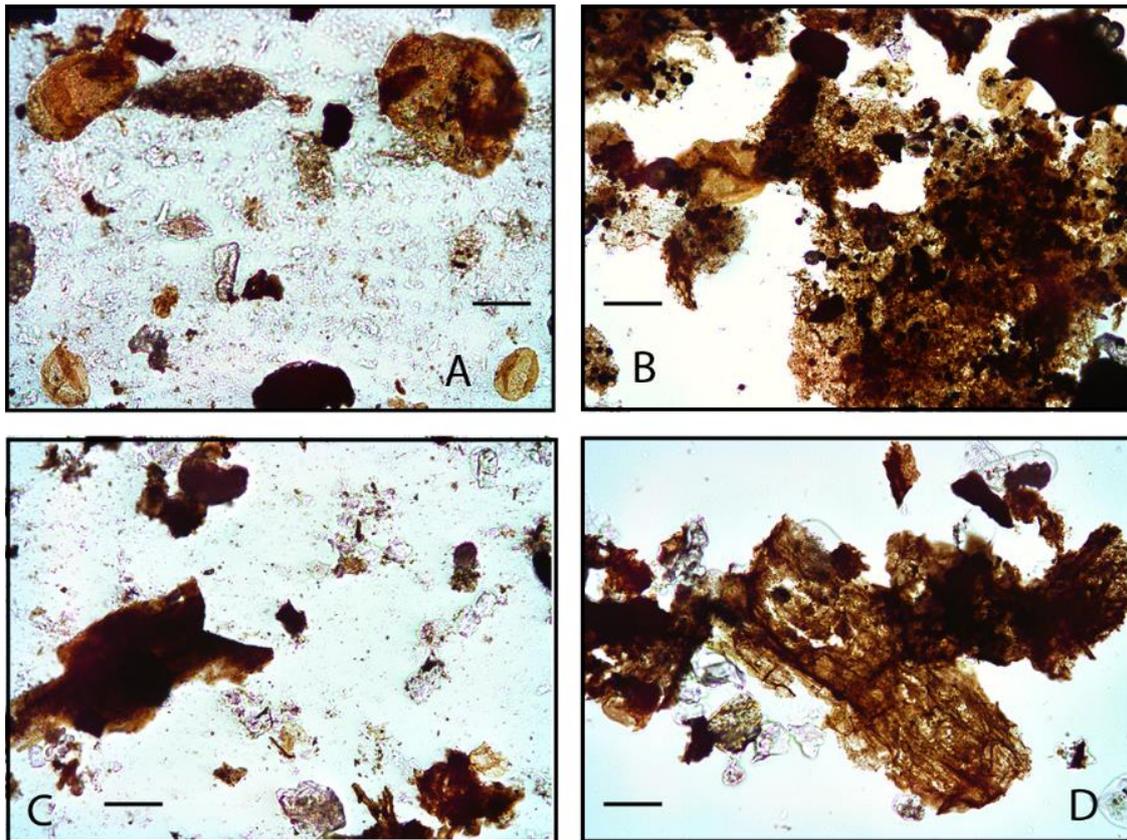
#### .2.4.2.3 Palynofaciès

5 lames de palynofaciès ont été préparées pour le forage Taglu G-33 (Fig. 5.19).

Les palynofaciès sont constitués de phytoclastes opaques à semi-opaques (de 2 à 16 %, 10 % en moyenne), de phytoclastes translucides plus ou moins bien préservés (de 28 à 67 %, 44 % en moyenne), de phytoclastes gélifiés (de 0 à 13 %, 5 % en moyenne), de spores et grains de pollens (de 0 à 9 %, 5 % en moyenne) et de matière organique amorphe qui se divise en MOA diffuse (de 0 à 44 %, 10 % en moyenne), grumeuleuse (de 1 à 61 %, 25 % en moyenne) et fluorescente sur l'échantillon 2073 (5 %). Les phytoclastes opaques, semi-opaques et translucides (de 30 à 65 %) dominent les palynofaciès. Un kyste de dinoflagellé a été observé dans l'échantillon 2456 m.

La partie inférieure de la zone échantillonnée du forage de 2900 à 2500 m (Fig. 5.18) est dominée par des phytoclastes translucides (de 30 à 65 %) et la matière organique amorphe grumeuleuse (de 20 à 65 %). L'échantillon 2456 m est dominé par la matière organique amorphe diffuse (45 %) et contient plus de spores et grains de pollen que le reste des échantillons (10 %). L'échantillon supérieur contient très peu de phytoclastes opaques (2 %), mais la proportion de spores et grains de pollen et de phytoclastes translucides reste élevée, (8 % et 30 % respectivement).

Les fortes proportions de phytoclastes translucides « frais », indiquent une proximité de la source et une bonne préservation des particules de matière organique.



**Figure 5.19.** Photographies des particules de matière organique observées sur les palynofaciès des échantillons du forage Taglu G-33. A : échantillon 2073 m sur lequel on observe des grains de pollen, de la matière organique amorphe grumeuleuse et des phytoclastes opaques. B : échantillon 2456 m sur lequel on observe de la MOA diffuse, des grains de pollen, des phytoclastes translucides et des grains de pyrite. C : échantillon 2529 m sur lequel on observe des phytoclastes translucides et de la matière organique gélifiée. D : échantillon 2601 m sur lequel on observe des phytoclastes translucides et des phytoclastes opaques. barre d'échelle 40 µm.

Sur chaque lame de palynofaciès des grains de pyrite ont été observés. L'échantillon le plus riche en pyrite est l'échantillon 2456 m. Sur cet échantillon, des kystes de dinoflagellés ont été observés, ce qui confirme l'observation faite lors de l'analyse palynologique. Cet échantillon enregistre donc une composante marine plus importante que les autres échantillons.

### 2.4.3 Minéralogie

La minéralogie totale est constituée de quartz, feldspaths, d'argiles et d'un peu de pyrite. Le cortège argileux (Fig. 5.20) est constitué de smectite, illite, chlorite et kaolinite. Leurs proportions sont les suivantes : la kaolinite varie de 5 à 60 %, 40 % en moyenne, l'illite varie de 4 à 60 %, 35 % en moyenne, la chlorite varie de 3 à 22 %, 15 % en moyenne et la smectite varie de 0 à 90 %, 10 % en moyenne. L'assemblage argileux est donc dominé par l'illite et la kaolinite. Un échantillon situé à 2073 m est dominé par la smectite. Il correspond au seul échantillon dont la proportion de smectite est supérieure à 20 %. Le rapport S/K reste très faible sauf pour l'échantillon supérieur, ce qui reflète les fortes proportions de kaolinite en comparaison de celles de smectite. Le rapport S+K/I+C est majoritairement autour de 1, seuls

trois échantillons ont des valeurs supérieures à 1. Mise à part pour l'échantillon supérieur dominé par la smectite, les proportions les plus importantes de smectite se situent dans les faciès plus proximaux de plaine deltaïque.

Ces proportions de smectite sont beaucoup plus faibles que sur les forages Reindeer D-27 et Toapolok O-54.

Enfin la cristallinité de l'illite est variable tout au long du forage, sans tendance significative à une amélioration de la cristallinité en profondeur.

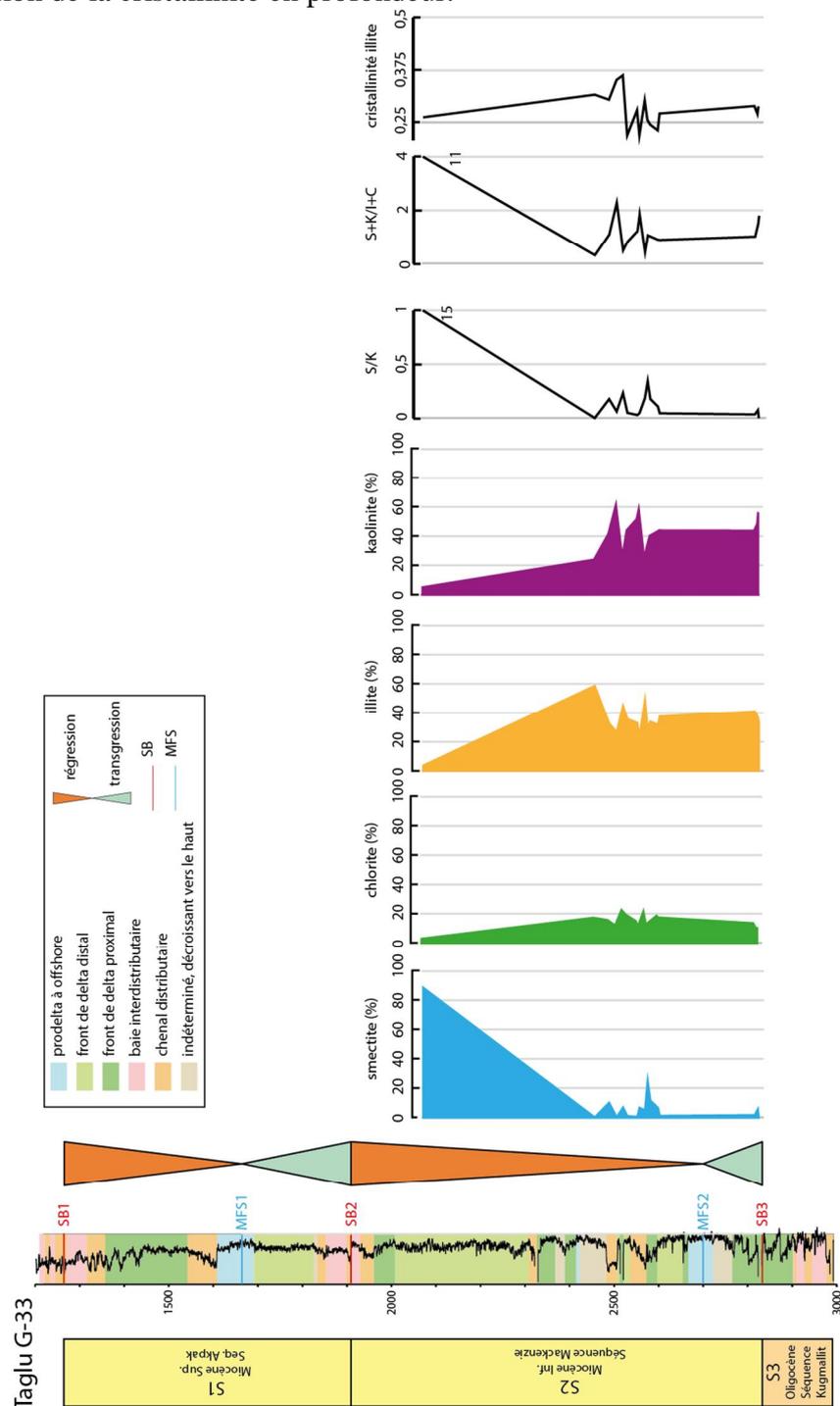
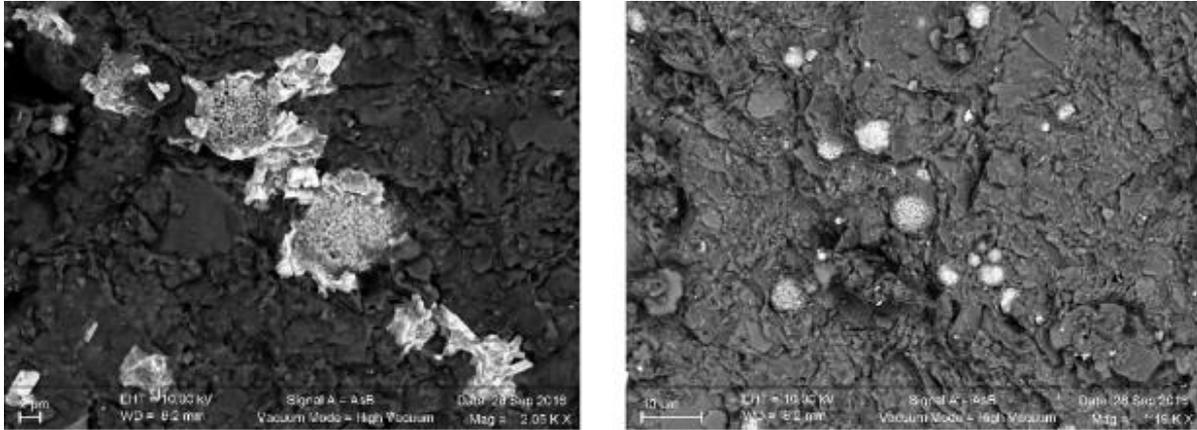


Figure 5.20. Résultats minéralogiques du cortège argileux du forage Taglu G-33.

Les observations au microscope électronique à balayage d'un échantillon du forage de Taglu G-33 ont permis d'observer des grains de pyrite framboïdale (Fig. 5.21). Celles-ci sont de taille variées, de 2 à 5 µm mais toujours petites. Les monocristaux qui constituent les framboïdes sont très petits, de l'ordre de 0,2 µm. De telles pyrites sont caractéristiques de précipitation dans un environnement euxinique (Wilkin et al., 1996).



**Figure 5.21.** Photographies au microscope électronique à balayage d'un échantillon du forage Taglu G-33 illustrant la morphologie et la taille des pyrites observées. Les deux photographies correspondent à l'échantillon 2456.

## .2.5 Forage Amerk 0-09

Le forage Amerk O-09 se situe en position beaucoup plus distale que les autres forages, à plus de 100 km au Nord-Est du forage Reindeer D-27. Il représente le pôle distal d'un des deux transects proximal-distal étudiés. Ce forage enregistre 5000 m de dépôts sédimentaires.

### .2.5.1 Age

#### .2.5.1.1 Nannoplancton

Quarante et un échantillons ont été préparés pour l'analyse des nannoplanctons calcaires (Geobiostratdata.consulting). Seuls quatre ont livré des spécimens identifiables. Leur contenu est indiqué dans le Tableau 5.3.

Les résultats semblent fiables, non biaisés par le remaniement car ils contiennent quelques taxons à durée de vie assez brève (*Fasciculithus* spp., *Reticulofenestra umbilicus*, *R. hillae* par exemple). Il en résulte deux ensembles d'échantillons, à 3910 et 3665 m d'une part, 3455 et 2745 m d'autre part. Le premier ensemble est daté de l'Éocène basal compte tenu de la présence conjointe de *Fasciculithus* spp. et *Sphenolithus moriformis*, plus précisément autour de 56 Ma. Les deux échantillons du second ensemble ont livré une nannoflore calcaire indiquant des âges compris entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur, avec notamment *Reticulofenestra bisecta* et *R. umbilicus*. La différence biochronologique entre ces échantillons vient de l'absence de *R. hillae* dans l'échantillon à 3455 m. Cela donnerait un âge de 38-37 Ma à 3455 m et 37-31

à 2745 m. Ce modèle d'âge suggère l'existence d'un intervalle condensé de quelques 20 millions d'années pour environ 200 m de sédiments.

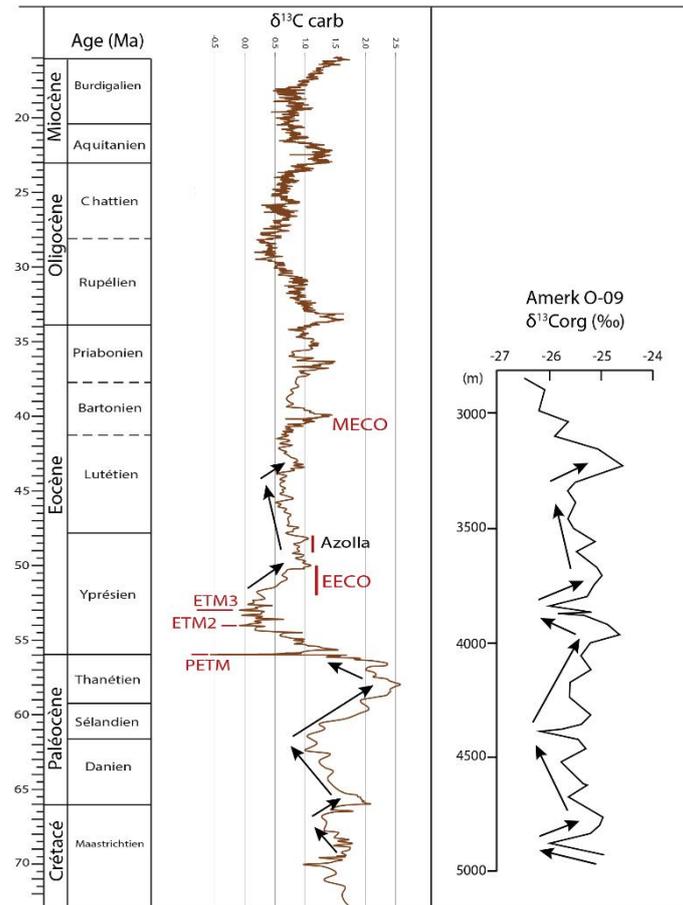
Echantillon		Nano			
Site	prondaeur (m)	age		Préservation	Remaniement
Amerk O-09	2745	Eocène supérieur - Oligocène inférieur (zones NP18-NP23 de Martini, 19871)	<i>Reticulofenestra umbilica</i> (première occurrence dans la zone NP17 à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Reticulofenestra hillae</i> (première occurrence dans la zone NP18, Eocène supérieur, dernière occurrence dans la zone NP23, Oligocène inférieur), <i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012, dernière occurrence au sommet de l'Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i>	pauvre	aucun
	3455	Eocène supérieur (zones NP18-NP21 de Martini, 19871)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012, dernière occurrence au sommet de l'Oligocène), <i>Reticulofenestra reticulata</i> (dernière occurrence dans la zone NP21, à 35,4 Ma, d'après Gradstein et al., 2012), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus formosus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> (première occurrence dans l'Eocène moyen, dernière occurrence au Miocène moyen)	pauvre	aucun
	3665	Eocène inférieur (zones NP10-NP11 de Martini, 19871)	<i>Fasciculithus</i> spp. (dernière occurrence du genre <i>Fasciculithus</i> à l'Eocène inférieur, zone NP11 à 55,54 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Sphenolithus moriformis</i> (première occurrence probablement vers la base de l'Eocène ou dans la limite Paléocène-Eocène), <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Micrantholithus flos</i> .	pauvre	aucun
	3910	Paléocène supérieur-Eocène inférieur (probablement zone NP10 de Martini, 1971)	<i>Fasciculithus</i> spp. (dernière occurrence du genre <i>Fasciculithus</i> à l'Eocène inférieur, zone NP11 à 55,54 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Sphenolithus moriformis</i> (première occurrence probablement vers la base de l'Eocène ou dans la limite Paléocène-Eocène), <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Toweius pertusus</i> (Paléocène moyen-Eocène inférieur).	pauvre	aucun

**Tableau 5.3.** Assemblage nanoplanctonique des échantillons analysés non stériles du forage Amerk O-09.

Il est toutefois possible que les nannoflores calcaires rencontrées à 3910 m et (ou) 3455 m aient été contaminées par des retombées. L'observation des géométries sismiques par C. Legouche tend à un découpage séquentiel en désaccord avec l'âge Eocène supérieur de l'échantillon 3455 m et le situerait plus bas dans l'Eocène inférieur.

### 2.5.1.2 Isotope du carbone organique

Les valeurs isotopiques des 47 échantillons ont été mesurées. Les valeurs varient de -24,5 à -26,5 ‰ avec une moyenne de -25,4 ‰ (Fig. 5.22). On observe une tendance vers des valeurs plus négatives vers le sommet du forage. De 4915 à 4857 m, les valeurs des isotopes du carbone organique diminuent de -25 à -26 ‰. De 4860 à 4775 m les valeurs augmentent jusqu'à -25 ‰. Les valeurs varient ensuite entre -25,4 et -25,6 ‰ jusqu'à 4376 m où elles diminuent à -26,3 ‰. Elles augmentent ensuite jusqu'à -24,6 ‰ à 3990 m. On observe ensuite une diminution des valeurs isotopiques jusqu'à 3835 m à -26 ‰ qui se marque par une double excursion négative. Ces différentes tendances peuvent être corrélées respectivement du bas vers le haut à l'excursion négative de la limite Crétacé ó Paléocène, puis la tendance négative progressive entre le Danien et le Sélandien, la croissance progressive des valeurs au cours du Sélandien et du Thanétien et enfin la diminution des valeurs isotopiques au niveau de l'excursion négative du PETM puis de l'ETM2 et ETM3. L'augmentation des valeurs isotopiques qui suit l'excursion négative à 3850 m peut correspondre à l'augmentation des valeurs isotopique au cours de l'Yprésien inférieur. Au-dessus de 3700 m la courbe isotopique est plus difficile à corrélérer à la courbe de Cramer et al. (2009). La diminution des valeurs jusqu'à 3300 m (Fig. 5.22) pourrait correspondre à l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur et l'excursion positive à 3220 m pourrait correspondre à l'excursion positive vers 44 Ma. Le retour vers des valeurs plus négatives jusqu'au sommet du forage n'est pas observé sur la courbe de Cramer et al. (2009).



**Figure 5.22.** Comparaison de la courbe isotopique du forage Amerk O-09 avec la courbe de référence de Cramer et al. (2009).

Quatre excursions négatives sont observables à 4857, 4376, 3864 et 3835 m avec des valeurs de -26,02, -26,2, -25,34 et -25,8 ‰ respectivement (Fig. 5.22). La première excursion a pour amplitude 1,11 ‰, la deuxième 0,76 ‰, la troisième 0,5 ‰ et la dernière 0,87 ‰. La première excursion d'une épaisseur de 50 m, à la base du forage est située proche de la limite entre les séquences d'âge Crétacé et ceux d'âge Paléocène d'après le découpage séquentiel. A la limite Crétacé - Paléocène, une excursion isotopique est observée sur les isotopes de l'oxygène et du carbone dans différentes localités, (Therrien et al., 2007). Cette excursion est caractérisée par une diminution des valeurs isotopiques du carbone de la matière organique de 1 à 2,8 ‰ selon les coupes, sur une épaisseur de 10 à 20 m dans un environnement alluvial. Ici la variation a une amplitude compatible avec celle de la limite Crétacé-Paléocène. Une autre hypothèse pour cette première excursion isotopique, est l'évènement Dan-C2, situé dans Danien inférieur, dans la partie supérieure du magnétochron C29r, à 65,2 Ma (Quillévére et al., 2008). En environnement marin cet évènement est caractérisé par deux excursions négatives des isotopes du carbone et de l'oxygène des carbonates d'amplitude de 1 à 1,3 ‰ chacun pour une durée d'environ 40 ka (Coccioni et al., 2010). En environnement lacustre, Gilmour et al. (2013) enregistrent une excursion de 3 ‰ des isotopes du carbone sur la matière organique sur une épaisseur de 120 m. Cet évènement pourrait être lié à des changements dans la distribution du carbone dans ses différents réservoirs sous un contrôle orbital ou à la troisième et dernière phase de volcanisme du Deccan avec un relargage intensif de gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

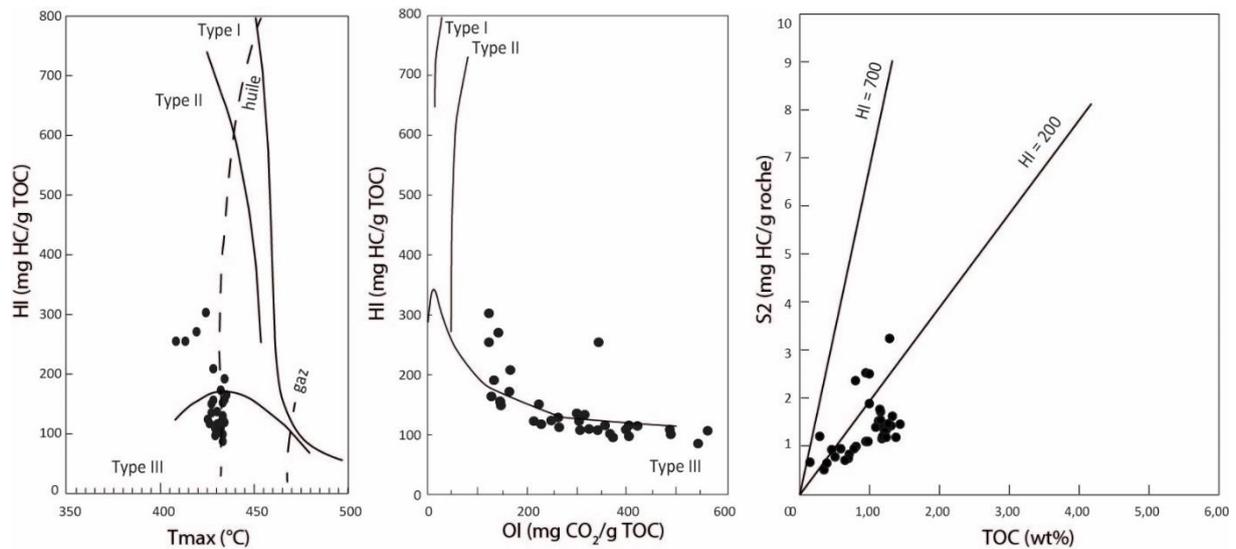
La deuxième excursion pourrait correspondre à la limite Danién-Sélandien qui est marquée par une excursion négative de 0,6 à 1,4 ‰ enregistrée sur plusieurs localités, sur les coupes de Zumaia, Loubieng et Sidi Nasseur (Storme et al., 2014). Lors de cet événement, la réponse des isotopes du carbone des carbonates et de la matière organique est découplée d'après l'étude de Storme et al. (2014), l'excursion négative des isotopes du carbone des carbonates est associée à une excursion positive des isotopes du carbone sur la matière organique. Cependant une excursion négative est toutefois observée à la base de la limite Danién-Sélandien. Le découplage des isotopes du carbone enregistrés sur les carbonates et la matière organique peut être dû à des processus diagenétiques. Cette excursion négative de courte durée, estimée à 30 ka, est associée à une augmentation de la pCO<sub>2</sub> et est considérée comme un événement global de réchauffement.

Les troisième et quatrième excursions, très proches peuvent correspondre à l'enregistrement du PETM puis d'un ou plusieurs des hyperthermaux qui le suivent, l'ETM2 et l'ETM3. L'excursion isotopique est beaucoup plus faible (amplitude de 0,8 ‰) que celle généralement enregistrée au cours du PETM (de l'ordre de 6,5 ‰ en domaine continentale). Ceci peut refléter le fait que l'échantillonnage très lâche ne permet pas d'enregistrer la globalité de l'excursion. Cette excursion est en revanche comparable à celle du puits Natiak O-44 situé plus à l'Ouest et en position plus distale dans le Bassin de Beaufort Mackenzie, qui enregistre une excursion de l'ordre de 0,72 ‰. D'après McNeil et al. (2013) cette excursion correspond au PETM. L'excursion du forage Amerk O-09 correspond à environ 6 m d'épaisseur pour la première excursion et 30 m pour la deuxième, celle du forage Natiak O-44 à 100 m.

## .2.5.2 Matière organique

### .2.5.2.1 Rock Eval

47 échantillons ont été analysés pour leur contenu organique. A cela s'ajoute les valeurs des bases de données de Total. Les valeurs de COT varient de 0,07 à 16,8 % avec une moyenne de 1,19 %. Les indices d'hydrogène et d'oxygène ont pour valeurs respectives, 6 à 606 mgHC/gCOT avec pour moyennes 104 mgHC/gCOT et 13 à 578 mgCO<sub>2</sub>/gCOT avec pour moyenne 205 mgCO<sub>2</sub>/gCOT. Les valeurs de Tmax varient de 303 à 508 °C avec pour moyenne 428 °C (Fig. 5.23).



**Figure 5.23.** Diagrammes HI/Tmax, HI/OI et S2/TOC des échantillons du forage Amerk O-09 d'après les analyses de pyrolyse Rock Eval réalisées dans ces travaux.

La matière organique du forage Amerk O-09 est dominée par un Type III (matière organique d'origine terrestre) avec peut être une composante de Type II (matière organique d'origine marine) pour quelques échantillons présentant des valeurs d'HI plus fortes. Elle est immature et bien préservée dans l'ensemble, même si quelques échantillons présentent des valeurs d'indice d'oxygène assez élevées, reflétant une oxydation de la matière organique.

Entre 4500 et 5000 m, les valeurs de COT sont de l'ordre de 0,5 à 3 % (Fig. 5.24). Les plus fortes concentrations de matière organique se situent au niveau de limites de séquences. D'autres fortes valeurs se retrouvent dans des faciès régressifs. Dans cet intervalle les IH sont relativement forts et les IO faibles. Entre 2700 et 4500 m, les valeurs de COT augmentent légèrement sans grandes variations des proportions de matière organique. Les IH varient peu. Les IO augmentent vers le sommet. Entre 2700 et 1000 m, les valeurs de COT varient beaucoup dans une tendance générale à la diminution des pourcentages de matière organique. Plusieurs pics d'abondance de matière organique se situent au niveau de limites de séquences ou de MFS. De forts pourcentages de COT sont aussi retrouvés dans des environnements de front de delta, proximal et distal. Ceci est peut-être dû à de forts apports détritiques de matière organique.

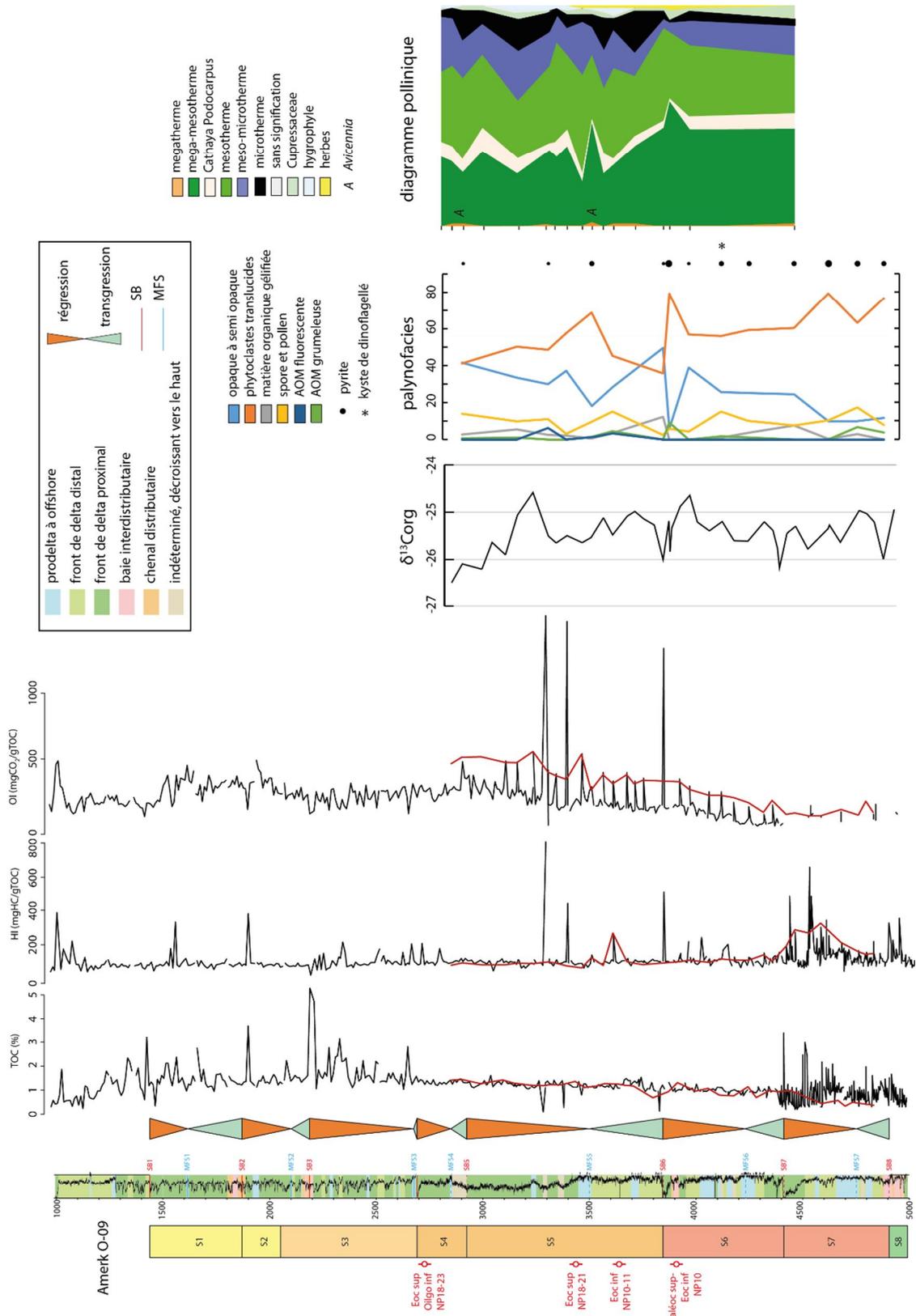
### 2.5.2.2 Palynologie

Vingt-sept échantillons ont été traités et analysés (Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.consutling) : dix-sept d'entre eux contenaient des palynomorphes (grains de pollen, spores, kystes de dinoflagellés) en quantité suffisante (2800, 2850, 2900, 2990, 3155, 3300, 3335, 3385, 3455, 3500, 3555, 3600, 3700, 3835, 3865, 3955, 4445 m), dix autres se sont montrés très pauvres et n'ont pas pu être complètement analysés (3865, 3740, 3795, 4105, 4230, 4340, 4604, 4740, 4863, 4955 m). Dans l'ensemble, la préservation est mauvaise et les palynomorphes remaniés (pollens et spores du Paléozoïque et du Mésozoïque) sont très nombreux, surtout dans la partie inférieure du forage jusqu'à 3455 m inclus.

La flore pollinique compte 58 taxons. Ceci est normal compte tenu du fait que ce forage était probablement plus éloigné de la végétation productrice que les autres forages. La flore pollinique d'Amerk O-09 est pauvre en *Cupressaceae* ce qui peut s'expliquer par la mauvaise préservation de leur pollen dès qu'il subit un certain transport. La flore pollinique d'Amerk O-

O9 est riche en éléments méso-microthermes (*Tsuga* principalement, *Cedrus*) et microthermes (*Abies* surtout, *Picea*). Ceci peut indiquer un transport pollinique différentiel long pour le site d'Amerk O-09 (ce qui avantage les pollens à ballonnets comme *Tsuga*, *Cedrus*, *Abies* et *Picea*), ou une source montagnaise directe pour Amerk O-09.

Les kystes de dinoflagellés sont très peu nombreux, voire absents dans certains échantillons ayant livré des nannofossiles calcaires (3455 et 3665 m). L'acmé à *Apectodinium* n'a donc pas été reconnue dans cet enregistrement. *Azolla* est peu représenté: là où ses spores sont les plus fréquentes, entre 3300 m et 2850 m, ce n'est qu'en nombre de 5 à 6 pour 100 grains de pollen. Les événements à *Azolla* n'ont donc pas été enregistrés dans ce forage. Ceci pourrait être dû à une résolution trop faible de notre échantillonnage.

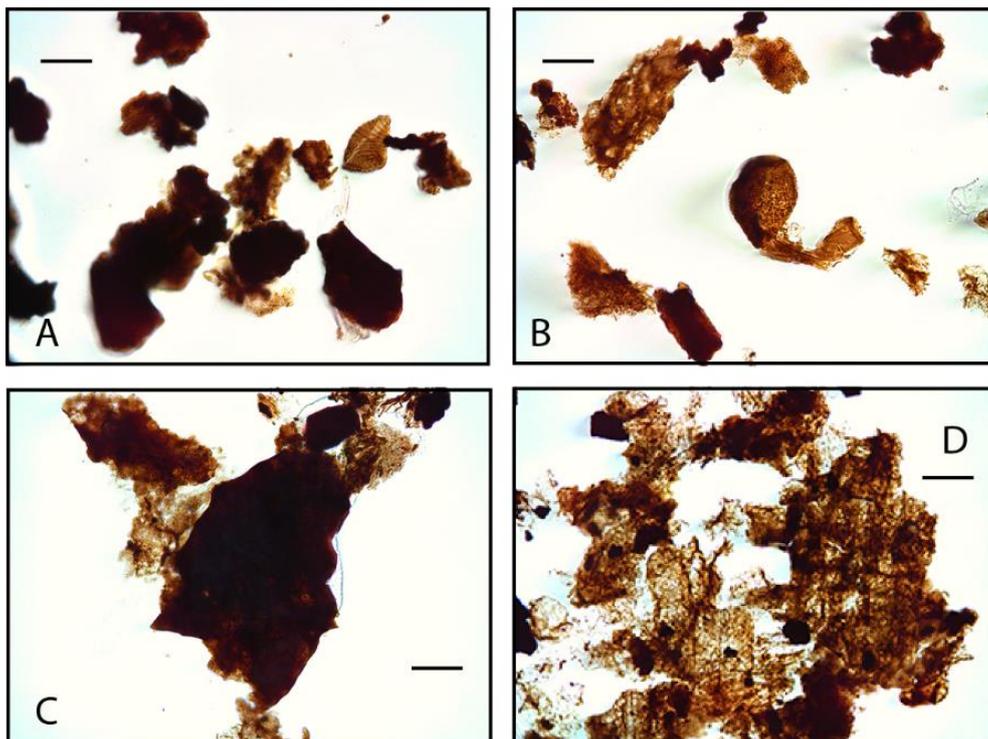


**Figure 5.24.** Résultats des analyses de la matière organique des échantillons du forage Amerk O-09. Courbes de TOC, HI et IO, composition des palynofaciès et diagramme pollinique.

Le diagramme pollinique synthétique (Fig. 5.24) montre très peu de variabilité entre les différentes classes écologiques de végétaux. Les plantes les plus thermophiles (mégathermes et méga-mésothermes) y prédominent. On observe quelques légers maxima de plantes mégathermes où *Avicennia* est présent (3500 et 2850 m). Observés en épifluorescence de longueur d'onde 530 nm, le grain trouvé à 2850 m et les deux grains trouvés à 3500 m ne montrent pas de coloration susceptible d'indiquer qu'ils peuvent être remaniés. Ils peuvent être considérés comme significatifs de phase(s) chaude(s) et du voisinage relatif de la mangrove source dans la mesure où le pollen d'*Avicennia* se transporte mal comme le montrent les travaux sur les mangroves actuelles (Behling et al., 2001).

### 2.5.2.3 Palynofaciès

15 lames de palynofaciès ont été réalisées sur le forage Amerk O-09 (Fig. 5.24). Ils sont constitués de phytoclastes opaques à semi-opaques (de 6 à 50 %, 26 % en moyenne), translucides (de 36 à 79 %, 59 % en moyenne) et gélifiés (de 0 à 12 %, 3 % en moyenne), de spores et grains (de 2 à 17 %, 10 % en moyenne) de pollen de matière organique amorphe grumeleuse (de 0 à 9 %, 2 % en moyenne), et fluorescente pour 3 échantillons, 3300 m (6%), 3500 m (1 %) et 3600 m (3 %). Les spores et pollens sont beaucoup plus abondants que dans les forages plus proximaux. De nombreux grains de pyrite ont été observés. Les phytoclastes opaques à semi-opaques et translucides dominent les palynofaciès sur tous les échantillons. Des kystes de dinoflagellés ont été observés sur un échantillon (Fig. 5.25).



**Figure 5.25.** Photographies des particules de matière organique des palynofaciès des échantillons du forage Amerk O-09. A : échantillon 2900 m sur lequel on observe des phytoclastes translucides plus ou moins dégradés, opaques à semi-opaques, un spore et de la matière organique gélifiée. B : échantillon 3500 m sur lequel on observe des phytoclastes translucides plus ou moins dégradés et des grains de pollen. C : échantillon 3865 m sur lequel on observe des phytoclastes translucides, opaques et de la MOA grumeuleuse. D : échantillon 4604 m sur lequel on observe des phytoclastes translucides et opaques. Barre d'échelle 40 µm.

Les proportions de phytoclastes translucides sont très abondantes de 30 à 80 %. Ces proportions diminuent de la cote 4900 m à 2900 m (Fig. 5.24). À l'inverse, les phytoclastes opaques augmentent sur le même intervalle de 10 à 40 %. Les autres composants restent à peu près stables tout au long du forage. On voit une coupure dans l'assemblage des particules organiques au niveau de la SB6 (3850 m). En dessous les proportions de phytoclastes translucides sont comprises entre 60 et 79 % et les phytoclastes opaques entre 0 et 40 %. Au-dessus de la limite de séquence 6, les phytoclastes translucides sont moins abondants, de 40 à 70 % et les phytoclastes opaques varient de 20 à 50 %.

Les plus fortes proportions de phytoclastes translucides (plus de 60 %) dans la partie inférieure du forage (de 4900 à 3850 m) indiquent une source assez proche des particules organiques et une bonne préservation. La diminution de ces proportions (à 40 %) vers le sommet (de 3850 à 2900 m) accompagnée d'une augmentation de la proportion de phytoclastes opaques indiquent un éloignement de la source des particules organiques ou une oxydation plus importante.

L'augmentation des phytoclastes opaques à semi-opaques est associée à une augmentation de grains de pollen méso et microthermes au sein d'une séquence régressive. Ceci indique une provenance des apports des particules de matière organique plus lointaine.

### 2.5.3 Minéralogie

La minéralogie de la roche totale est constituée de quartz, feldspaths et d'argiles ainsi que d'autres phases en trace telles que des carbonates : calcite, dolomite, sidérite ainsi que de la pyrite, comme observée sur les palynofaciès et de barytine.

Le cortège argileux est constitué d'interstratifiés illite-smectite, chlorite, illite et kaolinite (Fig. 5.26). Les proportions des différents minéraux argileux sont les suivantes : l'illite varie de 45 à 65 % avec une moyenne de 57 %, la kaolinite varie de 14 à 40 % avec une moyenne de 23 %, la chlorite varie de 5 à 25 % avec pour moyenne 18 % et les interstratifiées illite-smectite varient de 0 à 4 % avec pour moyenne 0,6 %. La minéralogie du cortège argileux est dominée tout au long du forage par l'illite qui représente en moyenne 57 % des minéraux argileux. La kaolinite est le deuxième minéral argileux en abondance. On observe une tendance à la diminution de la quantité de kaolinite de la base au sommet de la zone échantillonnée. En contrepartie, la chlorite augmente vers le sommet du forage. La smectite est très peu présente en comparaison des forages plus proximaux.

Le rapport S/K est très faible en raison de la très faible proportion de smectite tout au long du forage (Fig 5.26).

Le rapport S+K/I+C est faible, inférieur à 1, reflétant les fortes proportions d'illite. Ses valeurs diminuent vers le sommet du forage de la même façon que la kaolinite.

La cristallinité de l'illite ne semble pas s'améliorer en profondeur. On observe trois zones avec des valeurs moyennes différentes. De 5000 à 4400 m, la valeur moyenne de la cristallinité de l'illite est 0,35, de 4400 à 3700 m elle est de 0,37 et de 3700 à 2900 m elle est de 0,33.

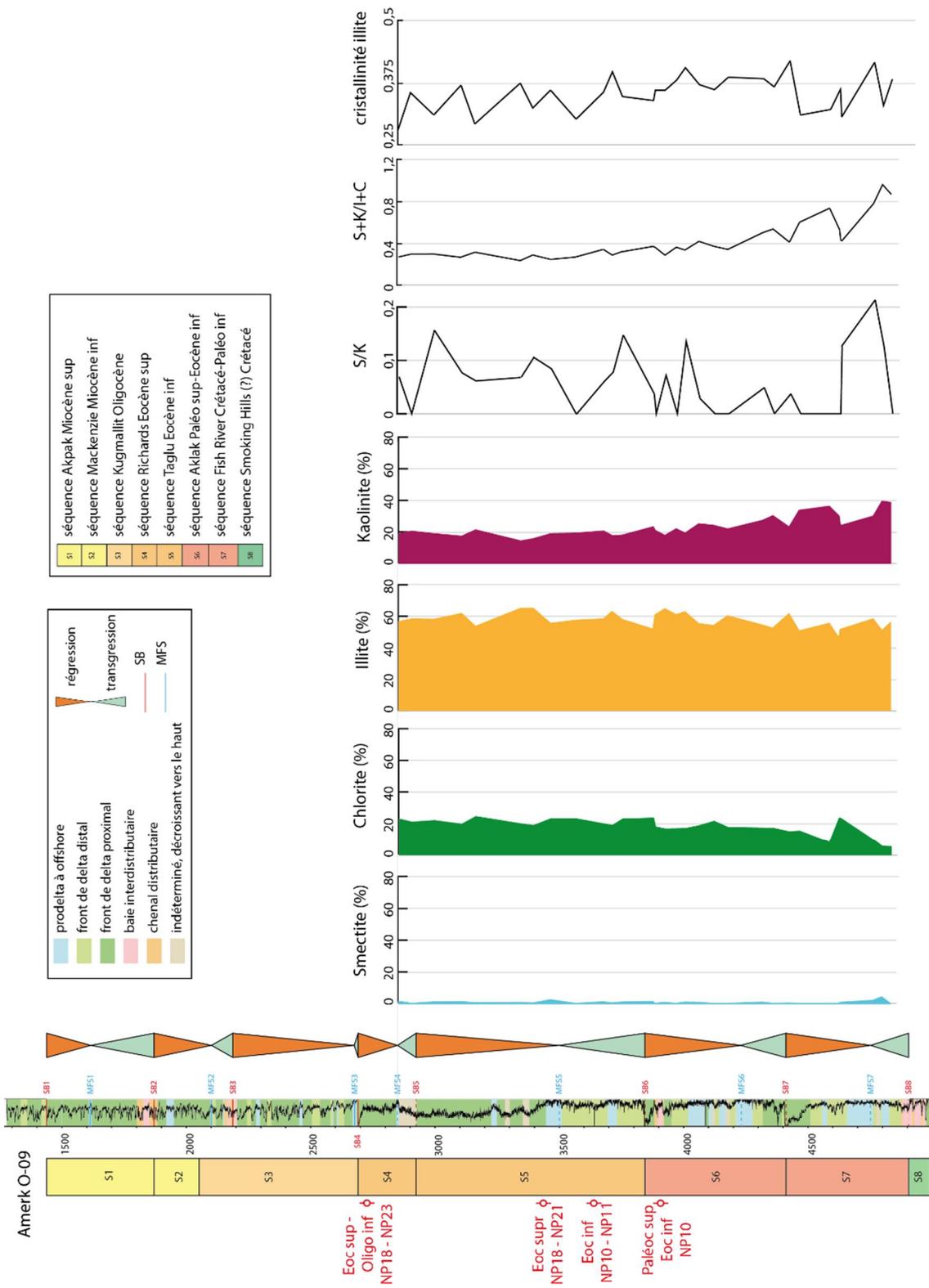
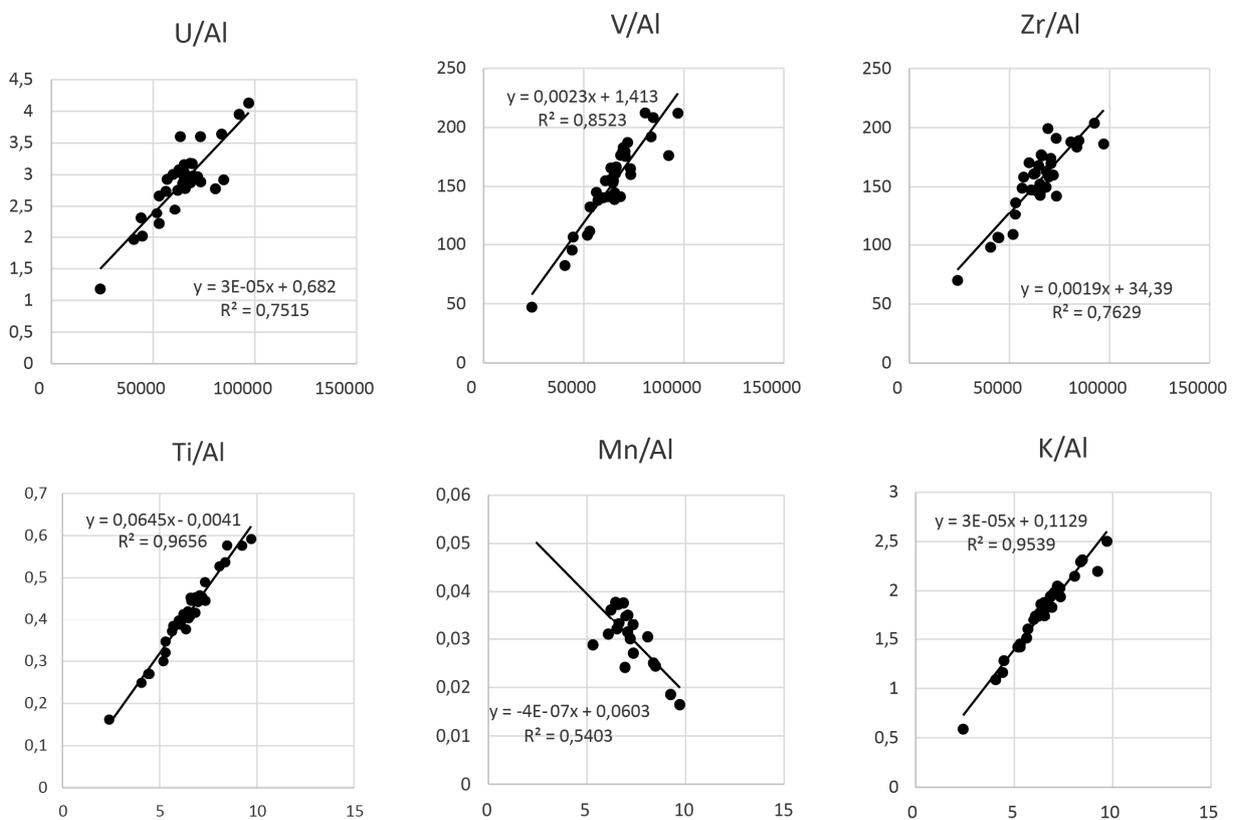


Figure 5.26. Résultats minéralogiques du cortège argileux du forage Amerk O-09.

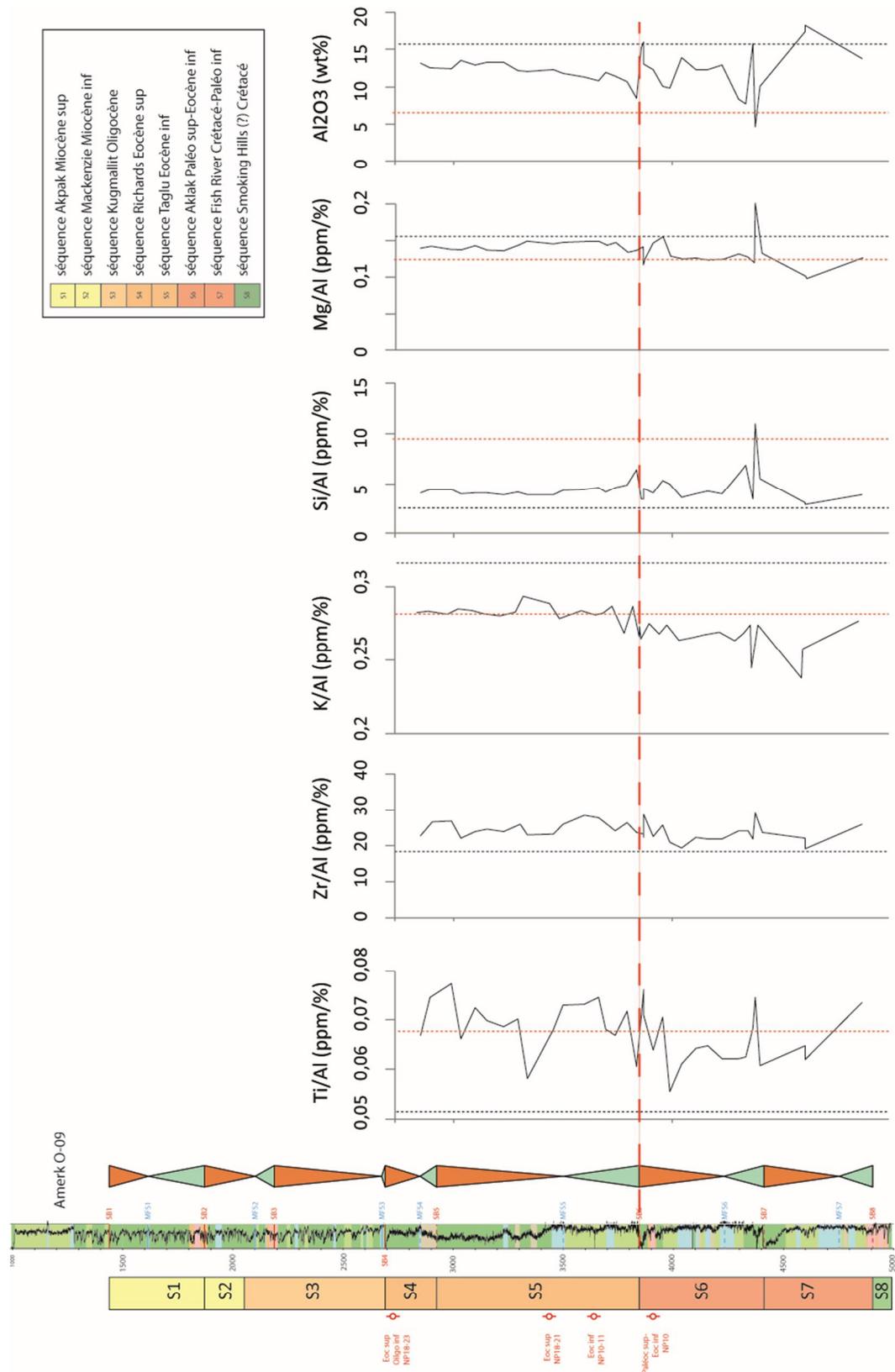
## 2.5.4 Eléments traces

De la même manière que pour le forage Reindeer D-27, la relation entre les différents éléments et l'aluminium a été calculée pour vérifier l'origine, détritique ou autre, de ces éléments. Sur le forage Amerk O-09, six éléments montrent une forte relation avec l'aluminium. Ils sont donc liés au détritisme et ne peuvent être utilisés pour reconstituer les conditions d'oxygénation du milieu ou les paléoproduktivités. Ces éléments sont l'uranium, le vanadium, le manganèse, le zirconium, le potassium et le titane. Les trois premiers éléments sont généralement des indices de conditions d'oxygénation du milieu de dépôt des sédiments. Ici, ils sont liés aux apports détritiques.

Sur les graphes de la Figure 5.24, les droites en pointillés rouge et noir représentent respectivement les valeurs moyennes du rapport élément/Al du standard argileux et du forage proximal de Reindeer D-27.



**Figure 5.27.** Relation entre les différents éléments majeurs, mineurs et traces et l'aluminium pour le forage Amerk O-09. Les droites de corrélation et les coefficient de détermination sont donnés sur chaque graphe.



**Figure 5.28.** Variation verticale des éléments majeurs et mineurs normalisés sur l'aluminium pour le forage Amerk O-09. La droite en pointillés noir représente les valeurs des rapports du standard argileux. La droite en pointillés rouge les valeurs moyennes des rapports du forage Reindeer D-27. La droite horizontale représente la limite entre les séquences Aklak et Taglu.

Les éléments les plus utilisés pour caractériser les apports détritiques sont le titane, le zirconium, le potassium, le silicium, le magnésium et l'aluminium. On a vu que le titane, zirconium et potassium sont fortement corrélés à l'aluminium. Ils représentent donc des apports détritiques. Les valeurs normalisées du titane par rapport à l'aluminium dans le forage Amerk O-09 sont supérieures aux valeurs du PAAS (Post Archean Average Shale). Il y a donc un enrichissement en titane par rapport au standard argileux. En revanche les valeurs du forage Amerk O-09 sont centrées sur celle du forage proximal Reindeer D-27. De plus on observe une légère augmentation des valeurs de titane au-dessus de la SB6 (3850 m) (Fig. 5.28). Pour le zirconium, les valeurs du forage Amerk O-09 sont supérieures à celles du standard argileux, mais inférieures à celles du forage proximal. Il y a donc un enrichissement par rapport aux valeurs standards mais un appauvrissement par rapport au forage Reindeer D-27 (Fig. 5.28). Il en est de même pour le Si, qui est enrichi par rapport au standard argileux et appauvri par rapport au forage Reindeer D-27. Pour le potassium et le magnésium, les valeurs du forage Amerk O-09 sont inférieures à celles du standard argileux mais supérieures ou centrées sur celles du forage proximal. On observe une augmentation des valeurs de zirconium, potassium et magnésium au-dessus de la SB6 (3850 m, entre les séquences Aklak et Taglu). SiO<sub>2</sub> est moins abondant que dans le forage Reindeer D-27. À l'inverse Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est plus abondant que dans le forage Reindeer D-27. Ceci peut refléter la position plus distale du forage Amerk O-09, et l'apport plus important de particules fines argileuses, riche en aluminium, par rapport au quartz. De même pour le potassium, les appauvrissements par rapport au PAAS indiquent sûrement une sédimentation dominée par des particules plus grossières.



Les éléments sensibles aux conditions d'oxygénation du milieu et couramment utilisés pour reconstituer les conditions d'oxydo-réduction sont le molybdène, l'uranium, le vanadium, le chrome, l'arsenic, le nickel et le cobalt. L'uranium est présent en très faible quantité et montre une forte corrélation avec l'aluminium. Il ne peut donc pas être utilisé comme indice de condition d'oxydoréduction. De même, le vanadium est également corrélé à l'aluminium et est donc considéré comme lié aux apports détritiques. Si on calcule les rapports V/Cr, V/(V+Ni), U/Th et Ni/Co, qui permettent également, d'après Jones et Manning (1994) et Hatch et Leventhal (1992), de caractériser les conditions d'oxygénation du milieu, on obtient des valeurs correspondant à un environnement oxique. Pour le molybdène, le chrome et l'arsenic, les valeurs normalisées du forage Amerk O-09 sont supérieures à celles du standard argileux (Fig. 5.29). Le molybdène est centré sur les valeurs du forage Reindeer D-27 dans la partie inférieure du forage Amerk O-09 et inférieure dans la partie supérieure du forage. Pour le chrome, les valeurs du forage Amerk O-09 sont centrées sur celles du forage proximal. L'arsenic est inférieur aux valeurs du forage proximal mis à part pour un échantillon. Les valeurs normalisées du nickel et du cobalt sont centrées sur celles du standard argileux et inférieures à celles du forage proximal. Le molybdène, le chrome, le nickel et le cobalt ont des valeurs plus faibles dans la partie supérieure du forage, au-dessus de la SB6 (3850 m) qu'en dessous et ont tendance à diminuer vers le sommet du forage. L'arsenic montre une tendance inverse avec une augmentation des valeurs vers le sommet du forage. L'arsenic et le fer présentent une corrélation moyenne, avec un coefficient de détermination de  $R^2 = 0,41$ . On peut penser qu'une partie de l'arsenic est liée à la pyrite.

Les valeurs normalisées du zinc sont supérieures à celles du standard argileux et à celles du forage Reindeer D-27 (Fig. 5.29). Elles sont plus fortes dans la partie inférieure du forage que dans la partie supérieure. Les valeurs normalisées du cuivre sont enrichies par rapport au standard argileux mais appauvries par rapport au forage proximal. Pour le calcium, les valeurs du forage Amerk O-09 sont appauvries par rapport aux deux références. Le baryum quant à lui est fortement enrichi dans le forage Amerk O-09. Ces valeurs très élevées sont peut-être à mettre en relation avec le dispositif de forage utilisé lors de l'extraction de ce puits, notamment la composition de la boue de forage. La composition de cette boue pour le forage Amerk O-09 n'est pas mentionnée dans le rapport de puits, cependant l'utilisation de barytine a été reportée pour d'autres puits forés dans la région de Beaufort-Mackenzie. On peut aussi penser que le baryum est précipité sous forme de barytine au cours de la diagenèse précoce. Cependant cette hypothèse est peu probable compte tenu du fort enrichissement en baryum.

## .2.6 Forage Adlartok P-09

Le forage Adlartok P-09 est également en position distale par rapport aux autres forages, à environ 140 km au Nord-Ouest du forage Reindeer D-27, et constitue la borne distale du deuxième transect étudié. Il est situé à l'Ouest par rapport au forage Amerk O-54. Il a été sélectionné pour sa position distale. Ce forage correspond à une épaisseur de 2650 m de sédiments.

### .2.6.1 Age

Dix-neuf échantillons ont été sélectionnés et préparés pour l'analyse du nannoplancton calcaire (Geobiostratdata.consulting). Seuls quatre échantillons (1487, 1388, 1202 et 1145 m) ont livré du matériel. Leur contenu est indiqué dans le Tableau 5.4. Les résultats semblent fiables, non

biaisés par le remaniement car sont identifiés plusieurs taxons à durée de vie assez brève (*Cyclicargolithus abisectus*, *Reticulofenestra umbilicus*, *R. bisecta*, *R. reticulata*).

Echantillon		Nano			
Site	prondaeur (m)	age		Préservation	Remaniement
Adlartok P-09	1145	Oligocène inférieur (zones NP22-NP23 de Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012, dernière occurrence au sommet de l'Oligocène), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (première occurrence à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocène - Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Cyclicargolithus abisectus</i> (première occurrence à l'Oligocène inférieur, au Rupélien, à 32,02Ma, d'après Varol, 1998, dernière occurrence à la limite Oligocène/Miocène)	pauvre	aucun
	1202	Oligocène inférieur (zones NP22-NP23 de Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012, dernière occurrence au sommet de l'Oligocène), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (première occurrence à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocène - Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Cyclicargolithus floridanus</i> .	pauvre	aucun
	1388	Eocène supérieur - Oligocène inférieur (zones NP18-NP22 de Martini, 19871)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012, dernière occurrence au sommet de l'Oligocène), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (première occurrence à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocène - Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus formosus</i> (première occurrence à l'Eocène moyen, dernière occurrence à l'Oligocène inférieur, dans la zone NP22, à 32,92 Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Cyclicargolithus floridanus</i> .	pauvre	aucun
	1487	Eocène supérieur (zones NP18-NP21 de Martini, 1971)	<i>Reticulofenestra bisecta</i> (première occurrence dans la zone NP18 à 40,36 Ma d'après Gradstein et al., 2012, dernière occurrence au sommet de l'Oligocène), <i>Reticulofenestra umbilicus</i> (première occurrence à l'Eocène supérieur, dernière occurrence à 32,02 Ma Gradstein et al., 2012 à l'Oligocène inférieur), <i>Reticulofenestra reticulata</i> (dernière occurrence dans la zone NP21, à 35,4Ma, d'après Gradstein et al., 2012), <i>Zygrhablithus bijugatus</i> (Eocène - Oligocène), <i>Sphenolithus moriformis</i> , <i>Coccolithus eopelagicus</i> , <i>Coccolithus pelagicus</i> , <i>Coccolithus formosus</i> (première occurrence à l'Eocène moyen, dernière occurrence à l'Oligocène inférieur, dans la zone NP22, à 32,92Ma d'après Gradstein et al., 2012), <i>Cyclicargolithus floridanus</i> , <i>Micrantonolithus vesper</i> (première occurrence à la base de l'Eocène, dernière occurrence au sommet de l'Eocène).	pauvre	aucun

**Tableau 5.4.** Assemblage nanoplanctonique des échantillons analysés non stériles du forage Adlartok P-09.

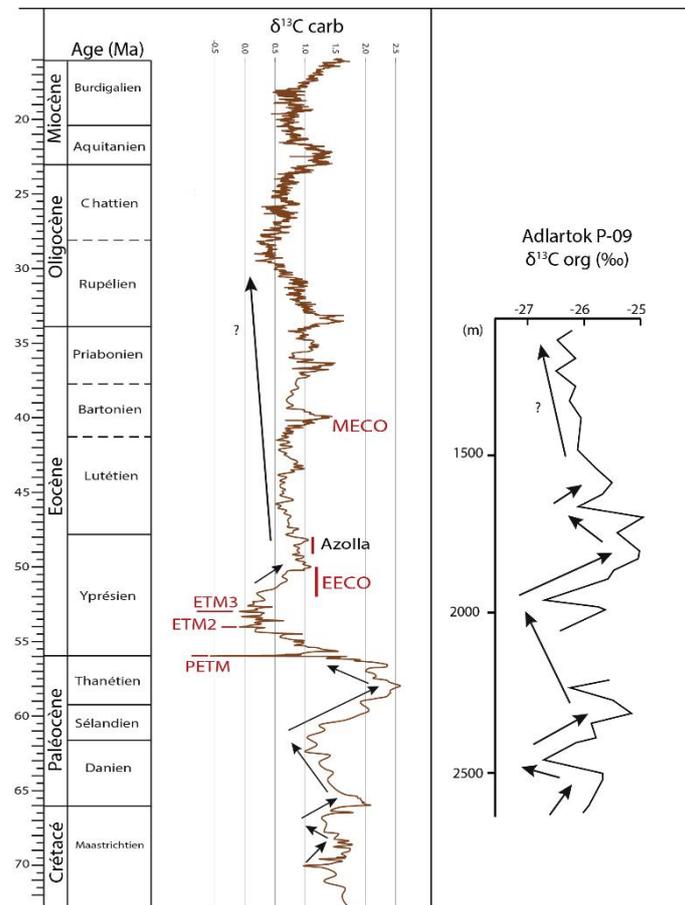
Il en résulte une succession d'âges logique pour la partie supérieure du forage étudié. Un âge compris entre 38,3 et 35,4 Ma (Priabonien inférieur) est proposé pour l'échantillon à 1487 m compte tenu de la présence conjointe de *Reticulofenestra reticulata* et *R. bisecta*. Un âge compris entre 35,4 et 32,92 Ma (Priabonien supérieur à Rupélien basal) est suggéré pour l'échantillon à 1388 m avec notamment *Reticulofenestra bisecta* (sans *R. reticulata*) et *Coccolithus formosus*. A 1202 m, la présence de *Reticulofenestra umbilicus* sans *Cyclocargolithus abisectus* et sans *Coccolithus formosus* permet d'envisager un âge entre 32,92 et 32,02 Ma (Rupélien inférieur). Enfin, à 1145 m, la présence conjointe de *Cyclocargolithus abisectus* et *Reticulofenestra umbilicus* indique un âge compris entre 32,02 et 31,35 Ma (Rupélien moyen).

### 2.6.2 Isotope

Tous les échantillons ont été analysés pour obtenir les valeurs du rapport isotopique du carbone de la matière organique. Les valeurs varient de -24,9 à -26,7 ‰ avec pour moyenne -25,8 ‰. Les valeurs isotopiques de la partie inférieure du forage sont moins négatives que celles du haut du forage (Fig. 5.30).

A la base du forage, de 2618 à 2513 m les valeurs isotopiques augmentent jusqu'à -25,67 ‰ puis diminuent jusqu'à -26,72 ‰ à 2453 m. Les valeurs isotopiques augmentent ensuite jusqu'à 2308 m où elles atteignent -25,16 ‰. Elles diminuent ensuite jusqu'à -26,7 ‰ à 1955 m puis augmentent jusqu'à 25 ‰ à 1700 m. On observe ensuite une excursion négative jusqu'à -26,11 ‰ à 1664 m. Au-dessus de cette excursion les valeurs isotopiques redeviennent plus positives

jusqu'à 1600 m puis diminuent vers le sommet du forage (Fig. 5.30). Ces tendances peuvent correspondre respectivement à la limite Crétacé-Paléocène, à l'augmentation des valeurs isotopiques au cours du Danien inférieur suivi de la diminution des valeurs jusqu'à la limite Danien-Sélandien. Le retour à des valeurs plus positives peut correspondre au Sélandien et Thanétien et l'excursion négative qui suit peut représenter le PETM ou les hyperthermaux de l'Yprésien inférieur (ETM2 et ETM3). D'après les datations par les nanofossiles calcaires, le sommet de la partie échantillonnée correspond à l'Oligocène inférieur.



**Figure 5.30.** Comparaison entre la courbe isotopique du forage Adlartok P-09 et la courbe de référence de Cramer et al. (2009).

Deux excursions de valeurs négatives sont observables dans la partie inférieure du forage vers 2453 m et 1955 m. La première variation des isotopes du carbone, d'une amplitude de 1 ‰, correspond peut-être à l'excursion du Danien inférieur ou à la limite entre Crétacé et Paléocène comme pour le forage Amerk O-09. La deuxième excursion, également d'amplitude 1 ‰, peut correspondre à la limite Danien à Sélandien également observée sur le forage Amerk O-09.

Suite à cette deuxième excursion les valeurs deviennent moins négatives sur une épaisseur de 300 m. Ces valeurs plus positives peuvent correspondre au Paléocène supérieur et plus particulièrement au Sélandien-Thanétien (Yans et al., 2014). En effet sur la courbe de référence des isotopes du carbone sur les foraminifères benthiques de Cramer et al. (2009), le Paléocène moyen et supérieur correspondent à des valeurs moins négatives. La troisième excursion négative est d'environ 1 ‰. Cette valeur est faible en comparaison des enregistrements marins et continentaux des hyperthermaux de l'Eocène. On peut faire l'hypothèse que la très faible

résolution de l'échantillonnage ne permet d'avoir accès aux variations isotopiques brèves des hyperthermaux mais plutôt à la tendance moyenne de l'Eocène inférieur. On observe ensuite une tendance vers des valeurs plus négatives vers le sommet du forage.

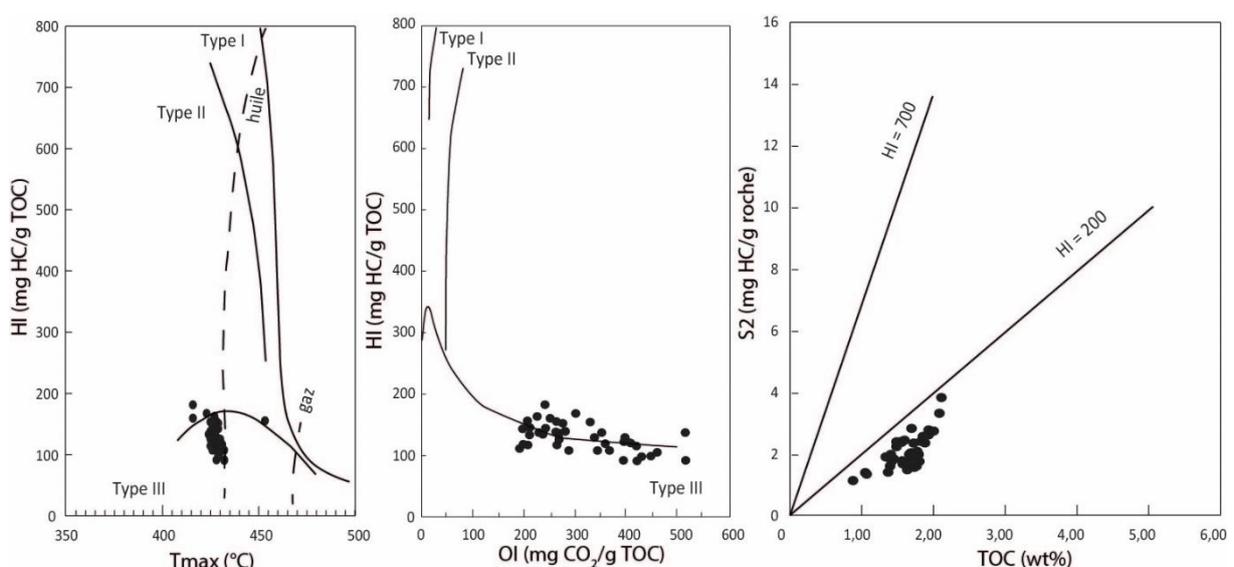
Ces âges sont en accord avec les géométries sismiques observées par C. Legouche. Il en résulte que le forage Adlartok P-09 enregistre les séquences de Smoking Hills (ou une autre séquence Crétacé), Fish River, Aklak, Taglu qui a une faible épaisseur ici, Richards, Kugmallit, Mackenzie et Akpak. La faible épaisseur de la séquence de Taglu est également observée plus au Nord du puits Adlartok P-09, dans le puits Natiak O-44 (McNeil et al., 2013).

## 2.6.3 Matière organique

### 2.6.3.1 Rock Eval

36 échantillons ont été analysés pour leur contenu en matière organique. Ces valeurs sont complétées par celles des bases de données de Total. Les valeurs de COT varient de 0,04 à 9,44 % avec en moyenne une valeur de 1,58 %. Les indices d'hydrogène et d'oxygène ont pour valeurs respectives, 40 à 186 mgHC/gCOT avec en moyenne 107 mgHC/gCOT et 33 à 515 mg CO<sub>2</sub>/gCOT avec pour moyenne 212 mg CO<sub>2</sub>/gCOT. Les valeurs de Tmax varient de 295 à 453°C, avec pour moyenne 426°C (Fig. 5.31).

De 2600 à 1700 m, les valeurs de TOC sont plus fortes que dans la partie supérieure du forage avec des valeurs moyennes de 2,4 et 1,8 % respectivement (Fig. 5.32). Dans la partie inférieure les valeurs d'IH diminuent de la base au sommet et les valeurs d'IO augmentent vers le sommet. Les valeurs les plus faibles d'IH correspondent aux valeurs les plus élevées d'IO indiquant une dégradation plus intense de la matière organique. Les pics d'abondance de matière organique dans la partie inférieure du forage (entre 2600 et 1700 m) sont localisés principalement au niveau des limites de séquences et au niveau de certaines MFS. Dans la partie supérieure du forage les valeurs de COT varient peu à part entre 500 et 200 m où elles augmentent jusqu'à 5 %. Ces plus fortes valeurs sont associées à des IH plus élevés et des IO plus faibles.



**Figure 5.31.** Diagrammes HI/Tmax, HI/OI et S2/TOC des échantillons du forage Adlartok P-09 d'après les analyses de pyrolyse Rock Eval réalisées dans ces travaux.

Dans ce forage comme dans les autres, la matière organique est dominée par le Type III d'origine terrestre, immature et assez bien préservée (Fig. 5.31).

#### .2.6.3.2 Palynologie

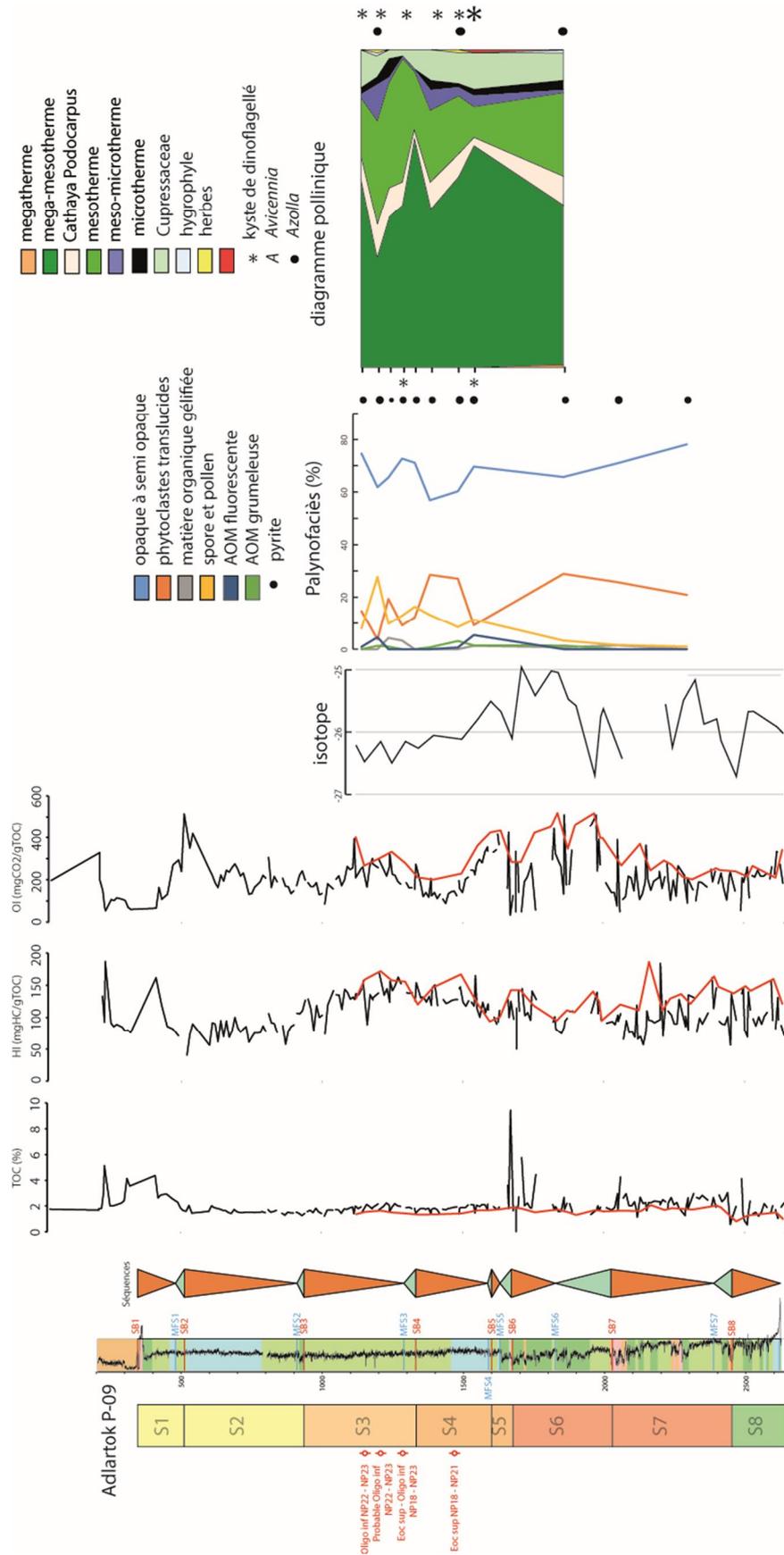
Treize échantillons ont été traités et analysés (Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.consulting) : neuf d'entre eux contenaient des palynomorphes (grains de pollen, spores, kystes de dinoflagellés) en quantité suffisante (1862, 1544, 1487, 1388, 1334, 1289, 1241, 1202 et 1145 m), quatre autres se sont montrés très pauvres et n'ont pas pu être analysés (2618, 2300, 2168, et 2051 m). Dans l'ensemble, la préservation est acceptable à mauvaise. Les palynomorphes remaniés (pollens et spores essentiellement) sont plus abondants dans les échantillons inférieurs (1862 à 1289 m).

La flore pollinique compte 40 taxons, ce qui est assez moyen pour neuf échantillons. La flore pollinique est relativement riche en *Cupressaceae*, illustrant le voisinage de la zone de production en pollens. La flore pollinique de Adlartok P-09 est uniformément dominée par les éléments méga-mésothermes (*Taxodiaceae* y compris *Sciadopitys* et type *Taxodium*, *Engelhardia*). Un seul élément mégatherme (*Amanoa*) a été observé dans l'échantillon à 1862 m. *Cathaya* a été régulièrement recensé. Les éléments mésothermes (*Alnus*, *Carpinus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Zelkova*, etc.) sont fréquents. Les pollens des arbres méso-microthermes (*Tsuga*, *Fagus*, *Cedrus*) sont modestement mais continuellement représentés et ceux des arbres microthermes (*Abies*, *Picea*) sont un peu moins nombreux.

Les kystes de dinoflagellés sont peu nombreux sauf dans l'échantillon à 1544 m. *Azolla* est très rare.

Le diagramme pollinique synthétique (Fig. 5.32) montre quelques variabilités entre les éléments méga-mésothermes en opposition aux éléments mésothermes d'une part et aux éléments les moins thermophiles (*Cathaya*, méso-microthermes et microthermes).

Même si peu d'éléments mégathermes sont visibles sur le diagramme pollinique ceci peut s'expliquer par le fait que la séquence de Taglu est très condensée ou érodée. L'optimum climatique de l'Eocène inférieur est donc très peu représenté. De plus, aucun échantillon n'a pu être analysé en termes de palynologie dans l'intervalle Paléocène supérieur ó Eocène inférieur correspondant au sommet de la séquence Aklak et la séquence de Taglu.



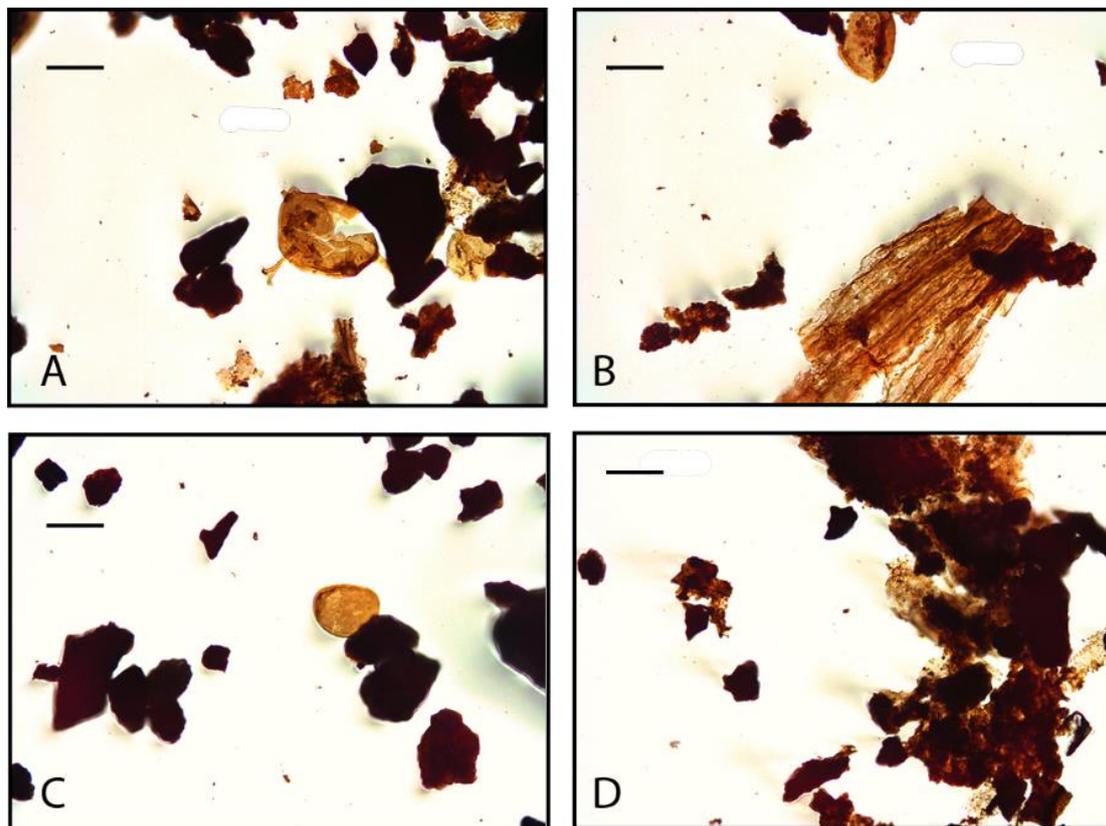
**Figure. 5.32.** Résultats des analyses de la matière organique des échantillons du forage Adlartok P-09. Courbes de TOC, HI et IO, composition des palynofaciès et diagramme

*pollinique. Pour les données Rock Eval les courbes rouges correspondent aux données acquises durant ce travail de thèse, les courbes noires correspondent à des analyses réalisées par Total.*

Il n'y a aucune incompatibilité chronologique entre la nannoflore calcaire trouvée entre 1487 et 1145 m et la flore pollinique. On peut même envisager des calages climatostratigraphiques plus précis en prenant en compte les phases les plus chaudes (maxima d'éléments mégamésothermes) et les refroidissements (maxima d'éléments moins thermophiles).

### 2.6.3.3 Palynofaciès

11 lames de palynofaciès ont été réalisées sur le forage Adlartok P-09 (Fig. 5.33). Les palynofaciès sont constitués de phytoclastes opaques à semi-opaques (57 à 78 %, 68 % en moyenne), translucides (4 à 29 %, 18 % en moyenne) et gélifiés (0 à 4 %, 1 % en moyenne), de spores et grains de pollen (11 à 28 %, 10 % en moyenne), d'un peu de matière organique amorphe grumeleuse (0 à 3 %, 1 % en moyenne) et fluorescente (0 à 5 %, 1 % en moyenne). Comme pour le forage Amerk O-09, les spores et grains de pollen sont plus abondants que sur les forages proximaux. Quelques algues marines ont été observées (Tasmanaceae). Des grains de pyrite ont également été observés en abondance.



**Figure 5.33.** Photographies des particules de matière organique des palynofaciès des échantillons du forage Adlartok P-09. A : échantillon 1487 m sur lequel on observe des phytoclastes opaques, un kyste de dinoflagellé, des grains de pollen et des phytoclastes translucides. B : échantillon 1487 m sur lequel on observe des phytoclastes translucides et un grain de pollen. C : échantillon 1145 m sur lequel on observe des phytoclastes opaques et des phytoclastes translucides et une possible Tasmanaceae. D : échantillon 1862 m sur lequel on observe des phytoclastes opaques plus ou moins dégradés et des phytoclastes opaques. Barre d'échelle 40µm.

Les palynofaciès sont largement dominés par les phytoclastes opaques qui représentent entre 60 et 80 % des particules. Les phytoclastes translucides varient de 5 à 30 % en proportion de façon inverse au phytoclastes opaques. Les proportions de spores et grains de pollen augmentent au-dessus de 1700 m, au-dessus de la SB6 et atteignent entre 10 et 30 % des assemblages. Au-dessus de la SB6, les phytoclastes opaques ont tendance à augmenter également. Ceci indique une augmentation de la distance de la source de particules de matière organique. On observe des diminutions des proportions de phytoclastes opaques au sein de cette tendance à l'augmentation. Ces diminutions sont localisées dans les séquences régressives et correspondent à un rapprochement de la source de phytoclastes.

#### .2.6.4 Minéralogie

La composition minéralogique de la roche totale correspond à du quartz, des feldspaths, des argiles ainsi que d'autres phases en traces telles que des carbonates : calcite, dolomite, sidérite ainsi que de la pyrite de la barytine, de la halite et de la sylvite.

Le cortège argileux est constitué de smectite, chlorite, illite et kaolinite dont les proportions respectives sont les suivantes (Fig. 5.34) : la smectite varie de 0 à 50 % avec pour moyenne 4 % (un seul échantillon montre une proportion de smectite supérieure à 10 %), la chlorite varie de 10 à 30 % avec pour moyenne 23 %, l'illite varie de 30 à 60 % avec pour moyenne 48 % et la kaolinite varie de 5 à 35 % avec pour moyenne 24 %. Le cortège argileux est dominé par l'illite. La kaolinite est le deuxième minéral argileux en abondance. La smectite est présente en très faibles proportions, comme pour le forage Amerk O-09.

On observe une légère augmentation de la proportion de chlorite vers le haut du forage et une diminution des proportions de kaolinite. Cette augmentation des proportions de chlorite peut indiquer une augmentation du détritisme lié à la progradation du delta ou une diminution des températures. Les proportions d'illite restent relativement constantes. Trois pics de proportions plus importantes de kaolinite sont observables. Le premier est localisé vers 2453 m, le deuxième vers 1900 m et le troisième vers 1664 m. Ces trois pics d'abondance de kaolinite sont localisés au niveau des excursions négatives des isotopes du carbone. Ces excursions sont donc probablement liées à des épisodes de réchauffement climatiques.

L'indice de cristallinité de l'illite varie beaucoup (Fig. 5.30). Il tend vers des valeurs inférieures vers la base du forage. On peut différencier deux intervalles sur les valeurs de cristallinité de l'illite. Entre 2600 et 1700 m, les valeurs sont plus faibles avec pour moyenne 0,3 et entre 1700 et 1150 m les valeurs sont plus élevées avec pour moyenne 0,375. Cette variation peut être liée à un changement de source des apports détritiques.

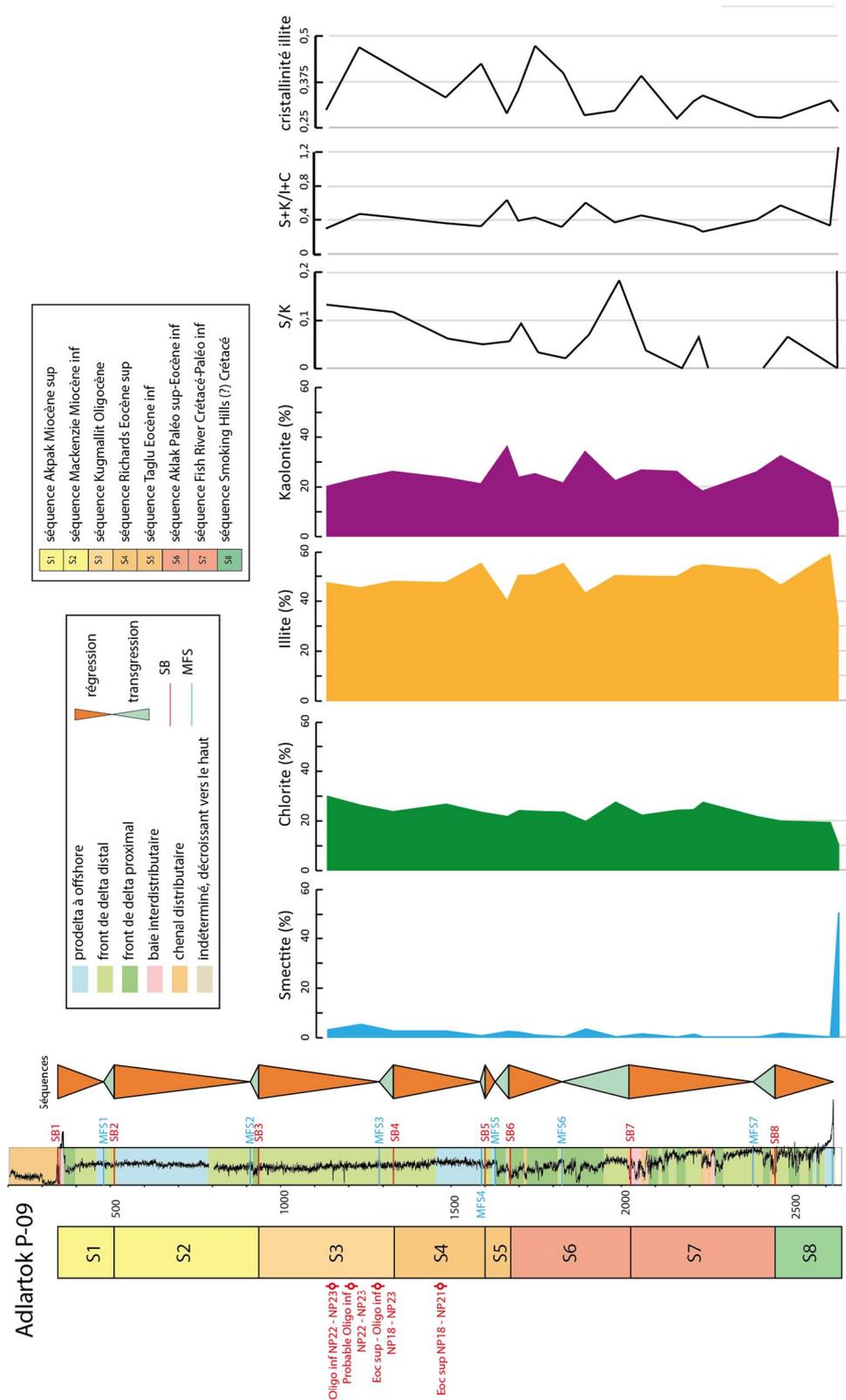
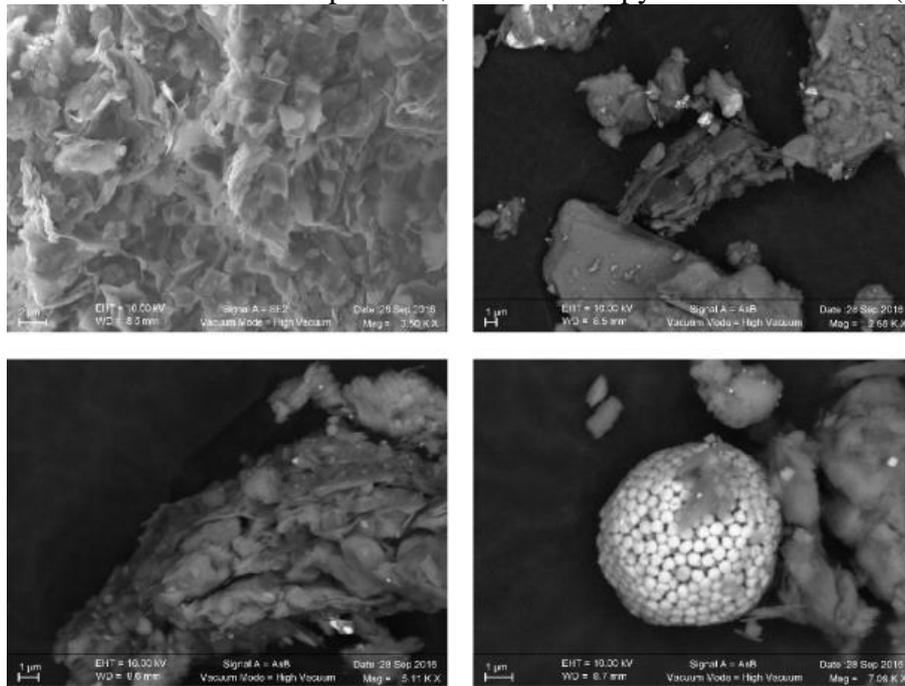


Figure 5.34. Résultats minéralogiques du cortège argileux du forage Adlartok P-09.

Des observations au MEB ont été réalisées afin de vérifier la morphologie des cristaux de kaolinite. Ces observations ont aussi permis d'observer des pyrites framboïdales (Fig. 5.35).

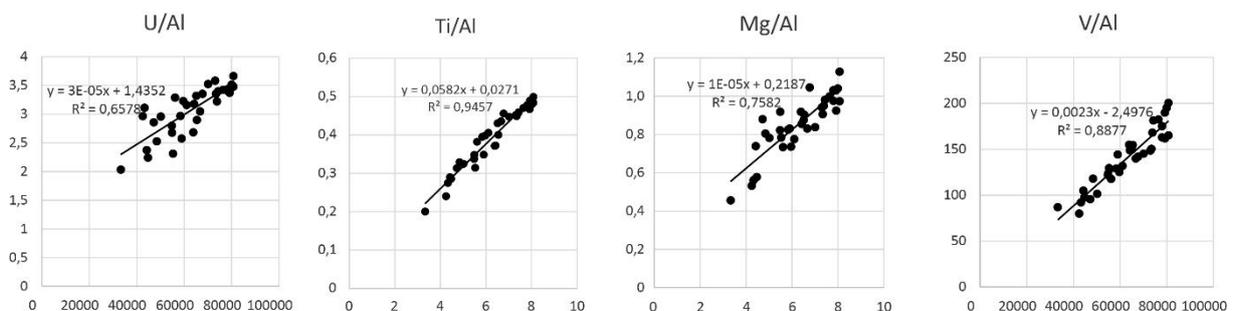


**Figure 5.35.** Photographies au microscope électronique à balayage d'échantillons du forage Adlartok P-09. En haut à gauche : kaolinite authigène sur l'échantillon Adlartok 1334 ; en haut à droite et en bas à gauche : kaolinite authigène sur l'échantillon 1889 ; en bas à droite : pyrite framboïdale de l'échantillon Adlartok 1334.

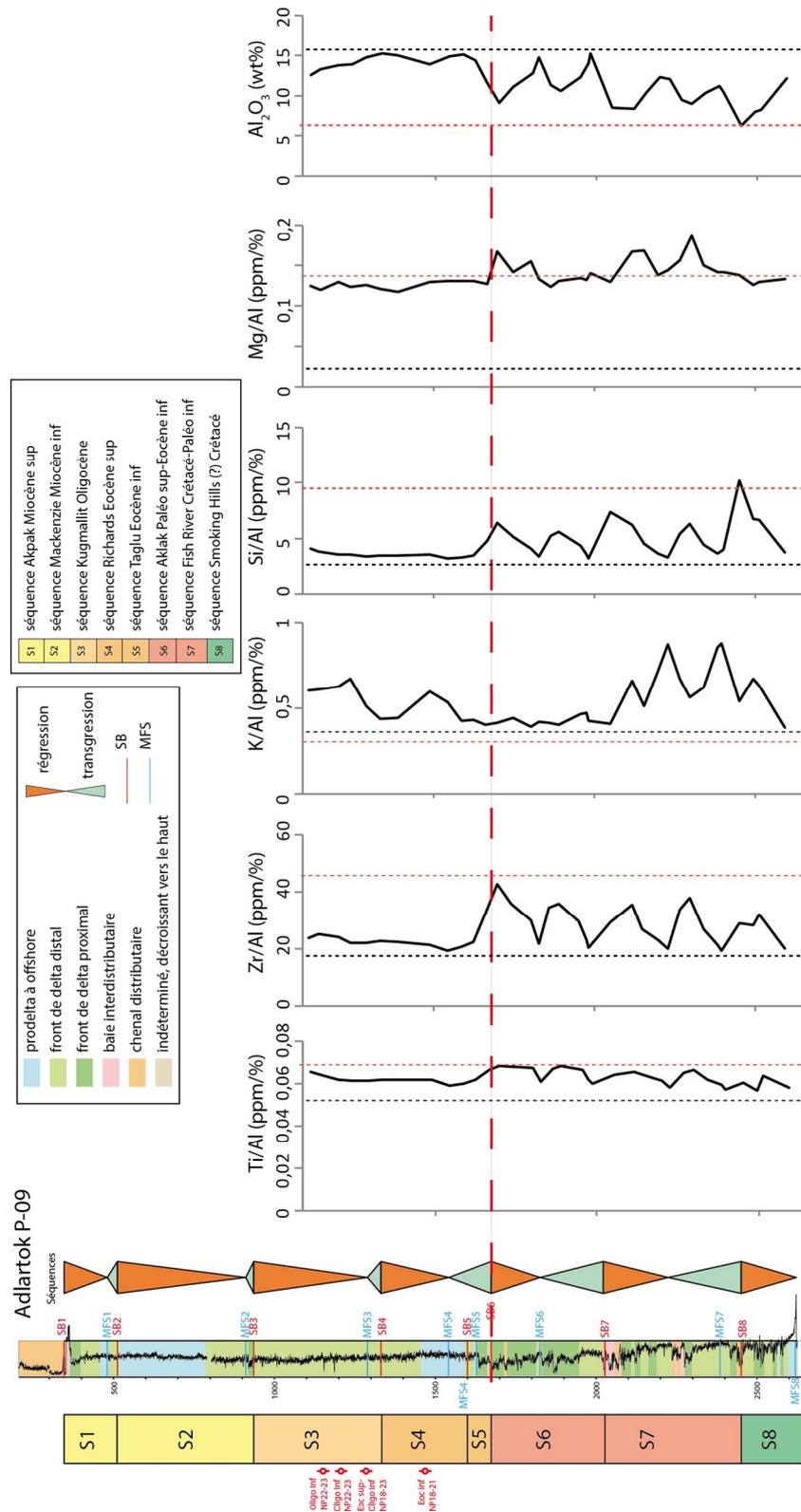
La présence de pyrite a été observée dans plusieurs échantillons du forage Adlartok P-09. Les framboïdes de pyrite sont de petite taille, entre 2 et 5  $\mu\text{m}$ , est les monocristaux ont environ une taille 0,5  $\mu\text{m}$  en moyenne. Ces valeurs sont caractéristiques d'un environnement euxinique d'après Wilkin et al. (1996) et Wang et al. (2012).

### 2.6.5 Eléments traces

Pour le forage Adlartok P-09, les seuls éléments qui montrent une corrélation avec l'aluminium sont le titane, l'uranium, le magnésium et le vanadium (Fig. 5.36). Ces éléments sont fortement liés aux apports détritiques et ne peuvent donc pas être utilisés pour des reconstitutions de conditions redox du milieu ni de paléoproduktivité.



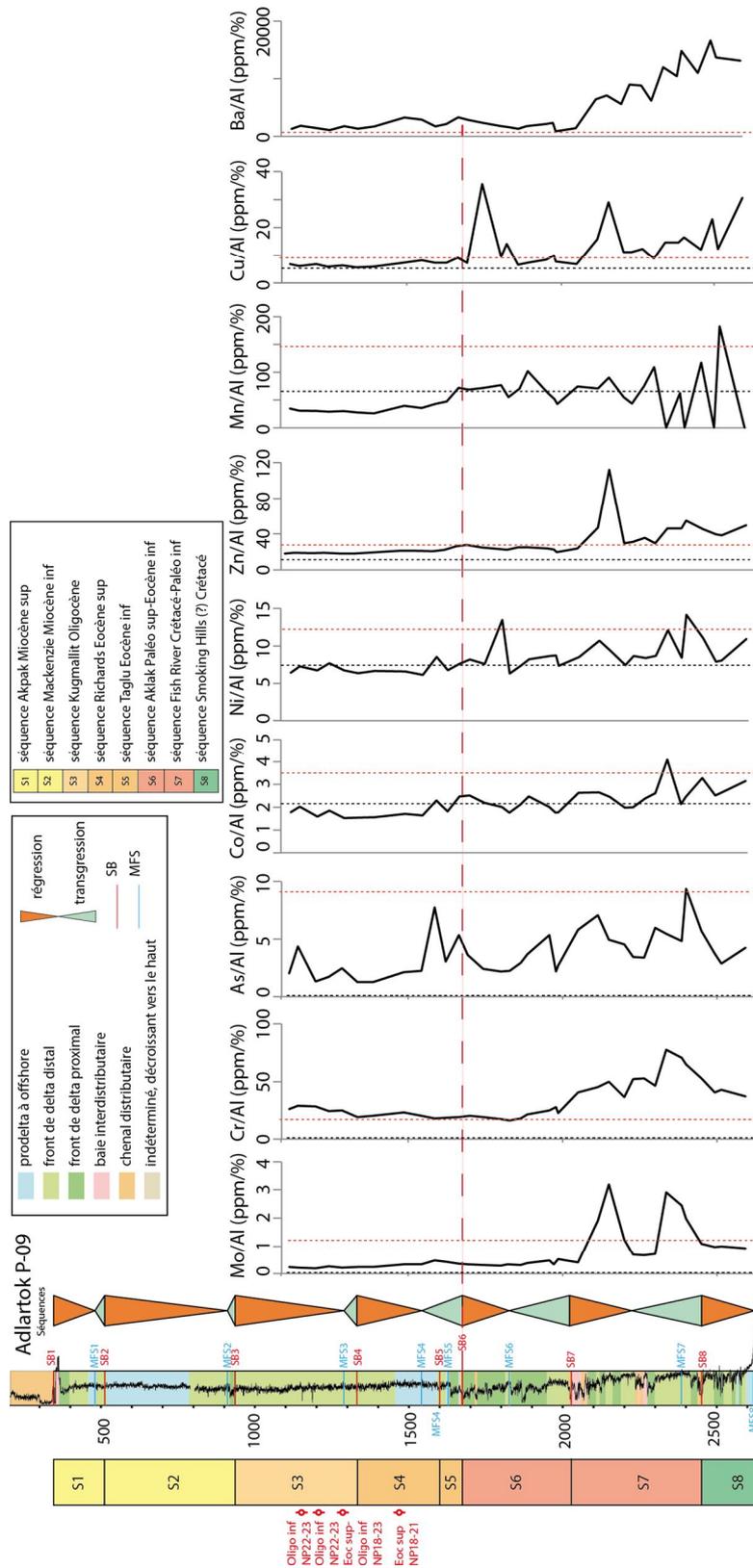
**Figure 5.36.** Coefficient de corrélation des éléments traces, mineurs et majeurs avec l'aluminium du forage Adlartok P-09.



**Figure 5.37.** Evolution verticale des rapports d'éléments majeurs, mineurs et traces généralement associés aux apports détritiques dans le forage Adlartok P-09. La droite en pointillés noir représente les valeurs des rapports du standard argileux. La droite en pointillés rouge les valeurs moyennes des rapports du forage Reindeer D-27. La droite horizontale représente la limite entre les séquences Aklak et Taglu.

Le titane et le zirconium sont enrichis par rapport au standard argileux mais appauvris par rapport au forage Reindeer D-27 (Fig. 5.37). Il en est de même pour le silicium. De plus, les valeurs sont plus élevées dans la partie basse du forage, sous la SB6, que dans la partie supérieure. Pour le potassium et le magnésium, les valeurs sont enrichies par rapport au standard argileux et enrichies ou centrées sur la moyenne des valeurs du forage Reindeer D-27. Pour le potassium, les valeurs sont plus fortes dans la partie basse du forage, diminuent de 2000 à 1500 m puis augmentent à nouveau jusqu'au sommet du forage. Pour le magnésium, les valeurs sont plus fortes sous la SB6 puis deviennent moins importantes dans la partie supérieure du forage. Enfin, les proportions de  $Al_2O_3$  sont appauvries par rapport au standard argileux mais enrichies par rapport au forage proximal Reindeer D-27 (Fig. 5.37). Les valeurs sont plus faibles dans la partie inférieure du forage, sous la SB6, que dans la partie supérieure.

La différence dans les proportions de silicium et  $Al_2O_3$  (Fig. 5.37) entre les parties inférieure et supérieure du forage reflètent probablement une différence de cortège minéralogique. La partie inférieure contient plus de quartz et la partie supérieure contient de plus grandes proportions d'aluminosilicates. Cette hypothèse est renforcée par la différence d'enrichissement et d'appauvrissement de  $Al_2O_3$  et de silicium respectivement par rapport au forage plus proximal Reindeer D-27. Le forage proximal serait donc plus riche en quartz alors que les aluminosilicates, sous forme d'argiles notamment sont transportés plus loin du fait de la petite taille des particules. Le titane, le zirconium et le magnésium suivent la même logique que le silicium. Le potassium, a un enregistrement différent, enrichi par rapport au forage proximal. On a observé la présence de sylvite dans le forage Adlartok P-09. Les fortes proportions de potassium sont peut-être liées à la sylvite dont l'origine n'est pas déterminée. Le fait de retrouver de la sylvite sur l'ensemble du forage et uniquement sur ce forage et l'absence de dépôts d'évaporite dans le bassin de drainage de la rivière Mackenzie permet de supposer que cette sylvite provient de la boue de forage.



**Figure 5.38.** Evolution verticale des rapports d'éléments traces, mineurs et majeurs généralement associés aux conditions d'oxygénation et à la productivité dans le forage Adlartok P-09. La droite en pointillés noirs représente les valeurs des rapports du standard argileux. La droite en pointillés rouges les valeurs moyennes des rapports du forage Reindeer D-27. La droite horizontale représente la limite entre les séquences Aklak et Taglu.

Le zinc et le cuivre sont faiblement enrichis par rapport au standard argileux en particulier dans la partie basse du forage (entre 2600 et 1700 m, Fig. 5.38). Ils sont également faiblement enrichis ou égaux à la moyenne des valeurs du forage Reindeer D-27 dans la partie basale du forage et appauvris dans la partie haute (de 1700 à 1100 m). Le calcium est appauvri par rapport au forage proximal Reindeer D-27 sur tout le forage, relativement centré sur les valeurs du standard argileux pour le bas du forage et appauvris vers le haut.

Tous ont des valeurs appauvries par rapport au forage proximal Reindeer D-27 mis à part pour le chrome. Le molybdène est également appauvri par rapport au standard argileux mis à part pour 3 points (2153, 2340 et 2400 m). L'arsenic est enrichi par rapport au standard et est peut être lié à la présence de pyrite. Les autres éléments ont des valeurs relativement semblables au standard.

## .3 Discussion

---

### .3.1 Datations

Comme expliqué au début de ce Chapitre, les assemblages de nannofossiles calcaires, et les données palynologiques (kystes de dinoflagellés, mais aussi spores et pollens) permettent d'assurer un premier cadre stratigraphique. Celui-ci peut être affiné par la comparaison des données biostratigraphiques avec les courbes isotopiques ( $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ). Finalement le découpage séquentiel proposé (thèse de Chloé Le Gouche) basé sur les géométries sismiques et les diagraphies est mis en cohérence avec ce calage stratigraphique pour chaque puit.

On a vu dans le Chapitre 4 que les deux coupes de Caribou Hills pouvaient correspondre à deux intervalles situés de part et d'autre de l'EECO. Les arguments pour caler stratigraphiquement ces deux coupes étaient notamment :

- la présence de nombreux restes d'*Azolla*, pouvant correspondre à l'évènement *Azolla* daté de 49,3 à 48,1 Ma (Spellman et al. 2009; Eldrett et al., 2004) dans la coupe CaH2
- la présence de grains de pollen de mangrove indiquant probablement le maximum thermique de l'Eocène dans la coupe CaH2
- la possible association du niveau de bentonite présent dans la coupe CaH1 avec à un volcanisme explosif lié à l'ouverture de la mer du Labrador et la baie de Baffin et daté de 53 à 52 Ma (Reinhardt et al., 2013).

Par ailleurs, la coupe CaH1 n'a pas livré de kystes de dinoflagellés *Apectodinium augustum*, un des marqueurs du PETM, mais a livré *Apectodinium parvum*, équivalent côtier d'*Apectodinium augustum*. Cependant cette espèce a une extension qui s'étend jusqu'à des parties plus récentes de l'Yprésien (McNeil et al., 2013). Enfin la coupe CaH1 ne contient pas de pollen d'éléments mégathermes ni de mangrove, argument supplémentaire pour la placer en dehors de l'EECO.

La coupe de Coal Mine appartient à la séquence d'Aklak d'après les études antérieures menées sur cet affleurement (Young, 1975). Elle correspond donc au Paléocène supérieur à Eocène inférieur et enregistre peut être le PETM, comme discuté dans le Chapitre 4.

L'intervalle stratigraphique étudié dans le forage de Reindeer D -27 (entre les cotes 800 m et 2250 m), le plus proximal, enregistre probablement les séquences d'Aklak et de Taglu. Celui du forage Toapolok O-54 (entre 500 m et 1400 m) enregistre les séquences de Taglu, Richards et Kugmallit. L'intervalle d'étude dans le forage de Taglu G-33 (entre 2050 m et 2850 m) correspond aux séquences Mackenzie Bay et Kugmallit. L'intervalle étudié dans le forage Amerk O-09 (entre 2850 m et 4900 m) s'étend des séquences Fish River, Aklak, Taglu jusqu'à la séquence Richards. Le forage Adlartok P-09 enregistre les séquences Fish River, Aklak, Taglu, Richards et Kugmallit.

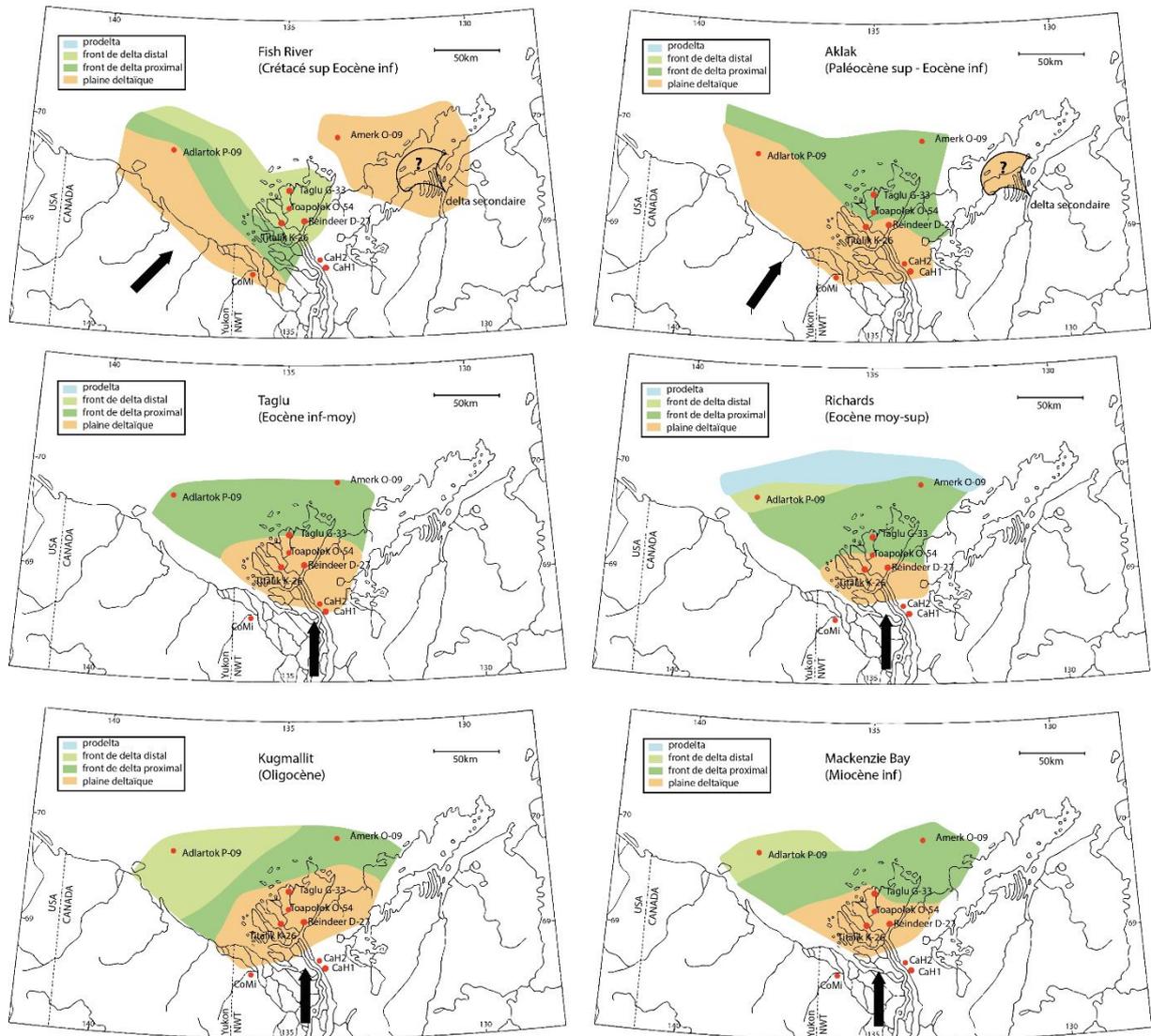
La Figure 5.39 présente un essai de corrélation entre les coupes à terre du delta de Mackenzie et les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie. La résolution de l'échantillonnage entre les coupes et les forages étant variable, l'échelle verticale n'est donc pas constante entre coupes et forages.



## .3.2 Reconstitutions paléoenvironnementales

### .3.2.1 Environnement de dépôts

Il convient de rappeler que les environnements de dépôts associés à ces forages ont été détaillés dans le Chapitre 2. Un rappel est proposé ici afin de discuter les résultats présentés dans ce Chapitre dans leur contexte paléoenvironnemental. L'observation des carottes associée aux électrofaciès a permis de définir un modèle de dépôts réalisé par Legouche et a montré que l'environnement de dépôts sur chaque forage varie depuis des environnements de plaine deltaïque jusqu'à des dépôts de prodelta. Les cartes de maximum de progradation de chaque séquence de Dixon (2008) revu par l'étude des électrofaciès des forages de la mer de Beaufort-Mackenzie par C. Legouche ont mis en évidence une progradation du delta à partir de l'Eocène inférieur, bien visible sur la Figure 5.35 par le développement de plus en plus marqué des séquences régressives à partir de l'Eocène inférieur (S6 pro parte, et particulièrement S5 Fig 5.39). Cette progradation s'accompagne d'une évolution des directions moyennes des apports détritiques, et donc de l'orientation du delta, depuis le Sud-Ouest (Crétacé supérieur-Eocène inférieur pro parte) vers le Nord-Est (Eocène inférieur pro parte-Miocène inférieur) (Fig. 5.40).



**Figure 5.40.** Reconstitution des environnements de dépôt au maximum de progradation des séquences du Bassin de Mackenzie. Les limites des environnements sont basées sur les cartes de Dixon (2008), l'interprétation des électrofaciès par C. Legouche et le calage stratigraphique des coupes du delta de Mackenzie (cf. Chapitre 4). La flèche noire indique la direction des apports de sédiments dans le delta.

### 3.2.2 Mise en évidence des changements d'apports détritiques par les éléments traces

Sur les trois puits Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09, les analyses des éléments majeurs et traces illustrent particulièrement le changement précédemment décrit d'orientation du delta entre les séquences Aklak et Taglu à l'Eocène inférieur. Ceci est marqué par des variations dans les proportions de nombreux éléments de part et d'autre de la SB6.

Les variations observées sur le forage Reindeer D-27 traduisent une augmentation des apports détritiques, avec probablement des apports un peu plus grossiers au-dessus de la SB6. Ceci peut

résulter de l'orientation Nord-Sud du delta à partir de la SB6, qui place le forage Reindeer D-27 dans l'axe des apports du delta au cours de l'Eocène inférieur (Fig. 5.40). Ceci va de pair avec la progradation du delta entre les séquences d'Aklak et de Taglu.

Pour le forage Adlartok P-09, le changement d'orientation du delta est marqué par une diminution des proportions des éléments majeurs et mineurs marqueurs de détritisme tel que le zirconium, le silicium, et l'augmentation contemporaine des proportions d' $Al_2O_3$  et du potassium probablement en lien avec une proportion d'argile plus importante. En effet comme illustré sur la Figure 5.40, après le changement d'orientation du delta le forage Adlartok P-09 ne se situe plus dans l'axe du delta et se trouve donc dans une position plus distale par rapport à l'embouchure du delta. Sur le modèle de faciès de dépôt on remarque une augmentation générale des bathymétries, au-dessus de la SB6, avec de plus en plus de faciès de prodelta. Lors du dépôt de la séquence Aklak au Paléocène supérieur-Eocène inférieur, le forage Adlartok P-09 se situait donc plus proche des sources d'apports détritiques que lors du dépôt de la séquence de Taglu à l'Eocène inférieur-moyen.

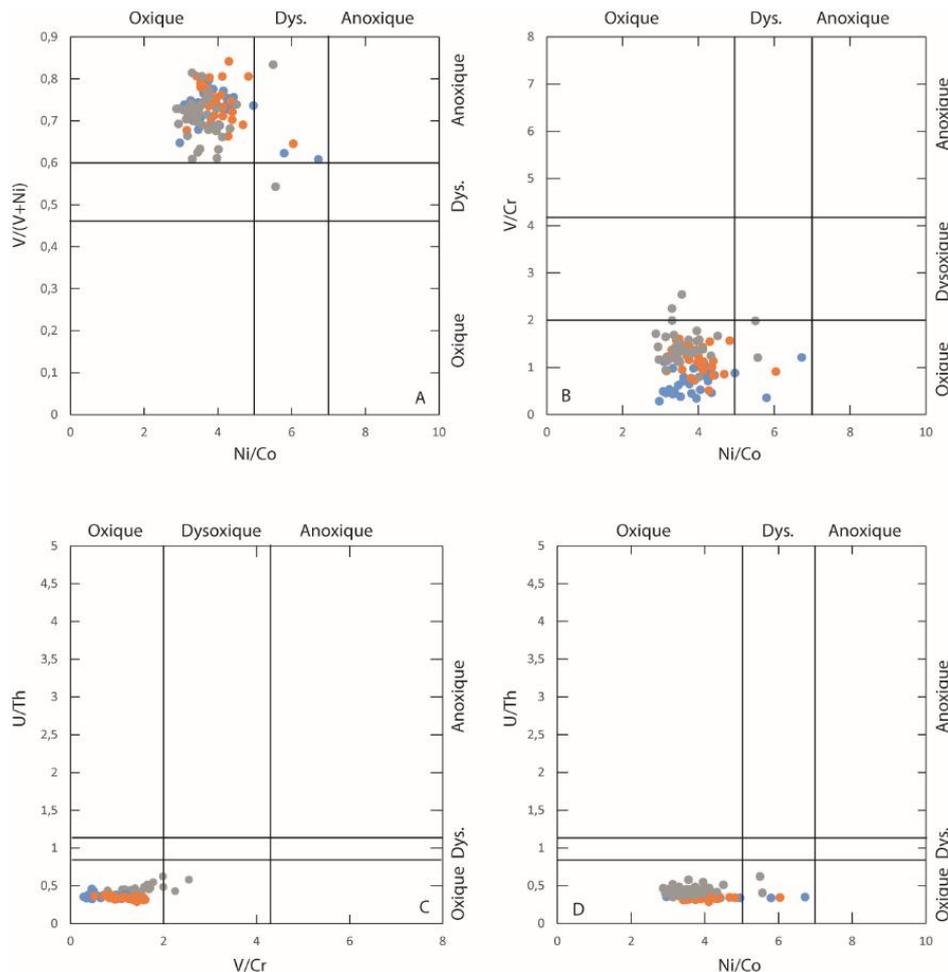
Sur le forage Amerk O-09, on observe l'évolution inverse. Les faciès deviennent moins profonds au-dessus de la SB6. Ceci s'accompagne d'une augmentation des éléments majeurs et mineurs associés au détritisme, une augmentation des proportions de silicium et une diminution de  $Al_2O_3$  pouvant refléter une augmentation des apports grossiers par rapport aux minéraux argileux. Cette augmentation du détritisme indique une localisation du forage plus proche de la source de sédiments. Il faut toutefois noter que la séquence d'Aklak dans le forage Amerk O-09 présente déjà des faciès de plaine deltaïque. Ceci permet de faire l'hypothèse qu'un émissaire secondaire du delta participait en partie à l'apport détritique au niveau du forage Amerk O-09 (Fig. 5.40) (Le Gouche et al., in prep).

### 3.2.3 Niveau d'oxygénation de la colonne d'eau

Les éléments sensibles aux conditions redox (Mo, U et V) ne permettent pas de conclure sur les conditions d'oxygénation du milieu de dépôt pour les trois forages Reindeer D-27, Amerk O-09 et Adlartok P-09. En effet sur les trois forages le vanadium et l'uranium sont fortement corrélés à l'aluminium et sont donc liés aux apports détritiques et non à un enrichissement dans des conditions anoxiques ou euxiniques.

Le molybdène est généralement enrichi sur les deux forages distaux par rapport au standard argileux mais appauvri par rapport au forage Reindeer D-27. On peut donc penser qu'il est également lié aux apports du continent, mis à part pour quelques points où il est enrichi par rapport au forage Reindeer D-27, probablement en lien avec la présence de matière organique.

Les diagrammes permettant de définir les paléoconditions redox à partir des éléments traces sont tout de même présentés (Fig. 5.41). On remarque que les trois forages ont des valeurs similaires pour chaque diagramme et se situent dans le domaine oxis, avec une exception pour le diagramme  $V/(V+Ni)$  vs  $Ni/Co$ , où les données sont dans le domaine anoxique sur l'axe  $V/(V+Ni)$ . Ceci peut être dû à la quantité importante de vanadium d'origine détritique.



**Figure. 5.41.** Diagrammes  $V/(V+Ni)$  vs  $Ni/Co$ ,  $V/Cr$  vs  $Ni/Co$ ,  $U/Th$  vs  $V/Cr$  et  $U/Th$  vs  $Ni/Co$  pour les trois forages Reindeer D-27 (en gris), Amerk O-09 (en orange) et Adlartok P-09 (en bleu). Les domaines oxydiques, dysoxydiques et anoxydiques sont basés sur les limites de Jones et Manning (1994) pour  $V/Cr$ ,  $U/Th$  et  $Ni/Co$  et de Hatch et Leventhal (1992) pour  $V/(V+Ni)$ .

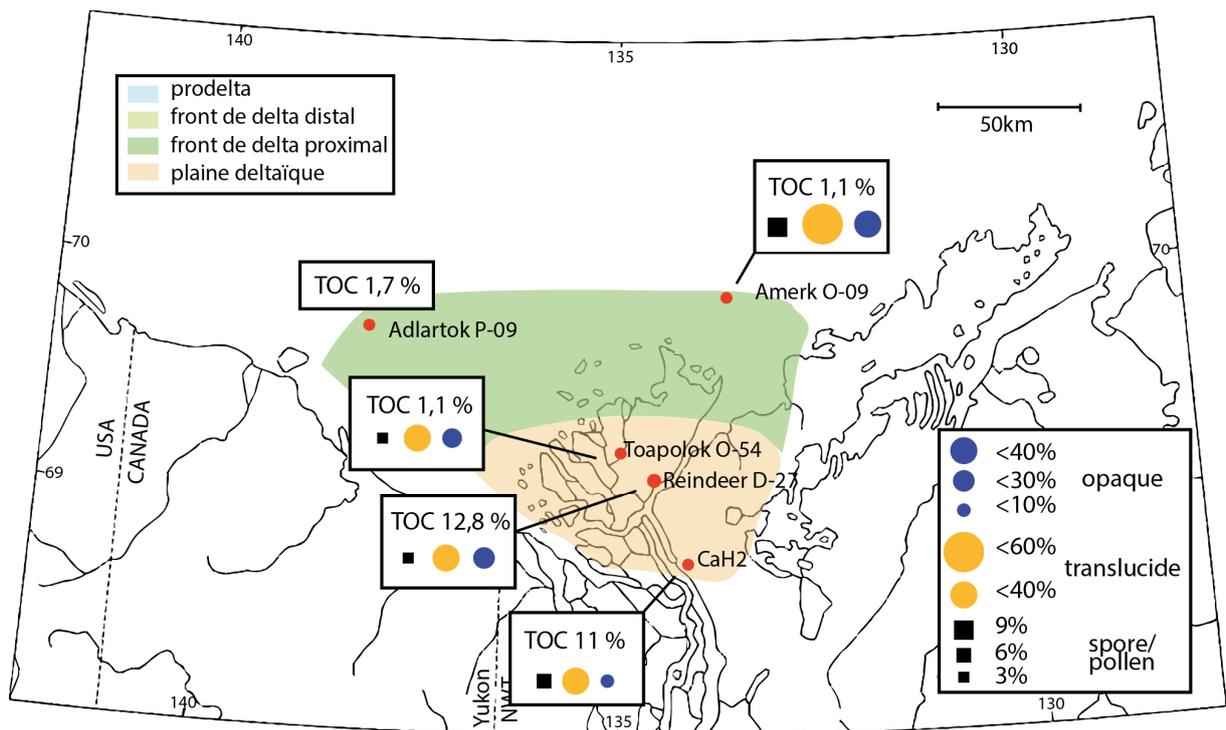
### .3.2.4 Distribution de la matière organique dans le système deltaïque

Les analyses des éléments traces indiquent un contrôle important du détritisme dans la sédimentation du delta de Mackenzie et la mer de Beaufort-Mackenzie.

Pour la matière organique, on a vu qu'elle est essentiellement constituée de particules d'origine terrestre. Les accumulations les plus fortes de matière organique sont localisées dans les faciès de plaine deltaïque où elles correspondent à des dépôts de lignites liés à des environnements marécageux ou dans des environnements plus distaux où la préservation de cette matière organique est favorisée par une plus faible dilution des apports de matière organique par les sédiments.

Les coupes du delta de Mackenzie (Coal Mine et les coupes de Caribou Hills) et le forage le plus proximal Reindeer D-27 sont riches en dépôts de lignites à forts COT (en moyenne 44 % pour les lignites, environ 12 % en moyenne sur l'ensemble des échantillons). En position plus

distale dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, les valeurs de COT deviennent globalement plus faibles (avec une valeur moyenne d'environ 1,7 % pour le forage Adlartok P-09 et 1,1 pour le forage Amerk O-09) mis à part pour quelques épisodes correspondant à une progradation du delta et un environnement de plaine deltaïque. Il y a donc un clair contrôle de l'enrichissement en carbone organique terrestre des sédiments dans le système deltaïque suivant un transect proximal-distal, ce qui est classique dans un environnement deltaïque. Cette répartition est mise en évidence sur la Figure 5.42 pour la séquence de Taglu. Les valeurs moyennes de COT et d'abondance des particules opaques à semi-opaques et translucides et des grains de pollen sont représentées pour la coupe CaH2 et les forages qui enregistrent la séquence de Taglu (forages Reindeer D-27, Toapolok O-54, Adlartok P-09 et Amerk O-09).



**Figure 5.42.** Carte de répartition des valeurs moyennes de COT, des particules opaques et translucides des palynofaciès pour la séquence de Taglu selon la localisation dans le delta sur la coupe CaH2 du delta de Mackenzie et les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie. La reconstitution des environnements de dépôt est basée sur les cartes de Dixon (2008), l'interprétation des électrofaciès par C. Legouche et le calage stratigraphique de la coupe CaH2 (cf. Chapitre 4).

La distribution des particules de matière organique observées sur les palynofaciès est également en lien avec la distance à la source terrestre des apports (Fig. 5.42).

Sur les coupes du delta de Mackenzie, les phytoclastes opaques à semi-opaques et les spores et grains de pollen sont peu abondants (respectivement 3% et 6% en moyenne). Les palynofaciès sont essentiellement dominés par les phytoclastes translucides plus ou moins dégradés (en moyenne 34 %) et la matière organique amorphe (en moyenne 30 %). Ces particules représentent la matière organique formée *in situ* ou faiblement transportée et dégradée dans des environnements de faible énergie (Tyson, 1995). En position plus distale, on remarque une

augmentation des proportions de phytoclastes opaques à semi-opaques (les % passant de 3 à 33 %) et des spores et grains de pollen (de 6 à 9 %) avec la distance (Fig. 5.38). Les phytoclastes opaques sont particulièrement résistants à la dégradation (Tyson, 1995). L'augmentation relative des proportions de phytoclastes opaques vers les parties distales du système deltaïque suggère donc un tri relatif des particules organiques sous l'effet du transport. Sur plusieurs forages les proportions de phytoclastes translucides plus ou moins altérés restent importantes (51 % sur le forage Amerk O-09) ce qui marque une connexion assez proche avec l'embouchure du delta. Ceci indique aussi une relative « fraîcheur » des apports organiques d'origine terrestre nourrissant tout le système deltaïque avec des phytoclastes ayant certes une bonne flottabilité mais étant aussi particulièrement sensibles à la dégradation.

Les gains de pollens d'éléments méso et microthermes se retrouvent en grande quantité dans le forage Amerk O-09, mais pas dans le forage Reindeer D-27, ni sur les coupes de Caribou Hills considérées comme étant contemporaines des fortes proportions d'éléments méso-microthermes sur le forage Amerk O-09. Ceci peut s'expliquer par la position plus distale du forage Amerk O-09. Les grains de pollen de *Pinus* et autres éléments microthermes sont en effet caractérisés par une grande flottabilité, et sont donc transportés plus loin que d'autres grains de pollens. Il en est de même pour les phytoclastes opaques, qui sont de petite taille et plus abondants dans la partie supérieure du forage Amerk O-09 au-dessus de la cote 3835 m à l'Éocène inférieur. Cette augmentation de la proportion des phytoclastes opaques à partir de l'Éocène inférieur, après le changement d'orientation du delta, peut aussi indiquer des apports organiques détritiques très marqués, en accord avec la progradation généralisée du système deltaïque. Les grains de pollen d'*Avicennia* sont principalement retrouvés sur la coupe CaH2, qui se situe alors au sein de la mangrove. Sur les forages considérés contemporains du développement de la mangrove dans la coupe CaH2, les proportions de grains de pollen d'*Avicennia* sont beaucoup plus faibles. Ceci est dû au fait que les pollens d'*Avicennia* se transportent mal (Somboon, 1990; Behling et al., 2001). Le nombre de grains de pollen d'*Avicennia* est très légèrement supérieur sur le forage Reindeer D-27 que sur les forages Toapolok O-54 et Amerk O-09 (1 contre 2 grains pour 100 grains de pollen). Cette différence bien que très faible, indique peut-être également un tri des particules organiques en fonction de la distance à la source.

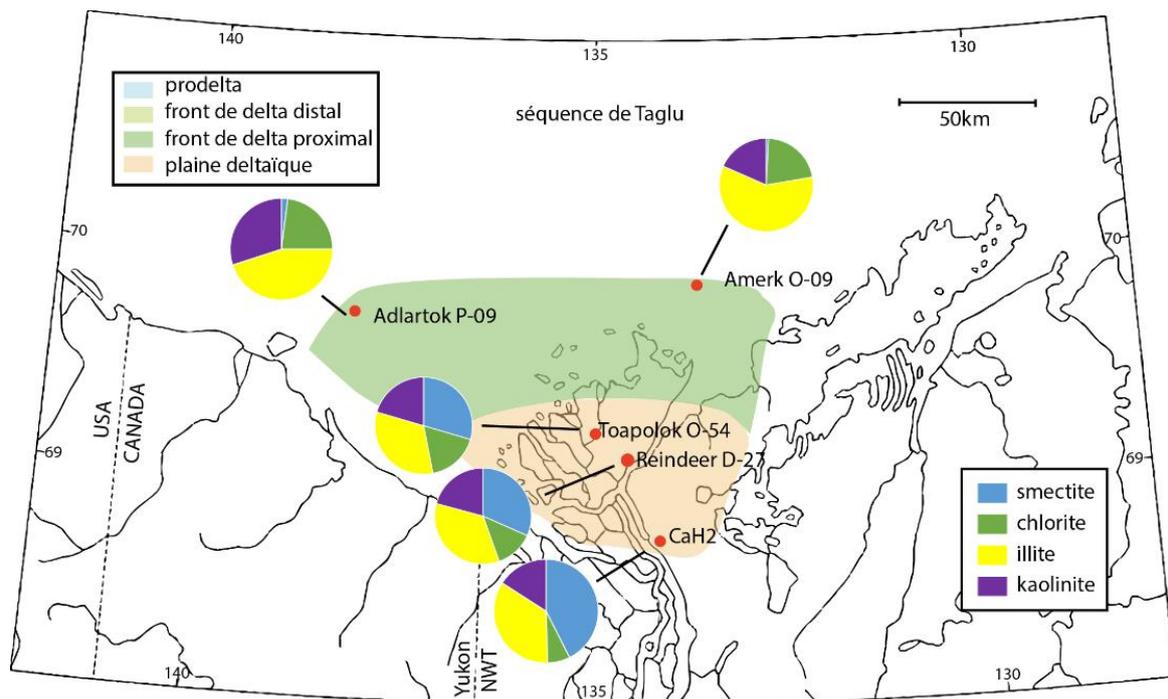
La répartition des valeurs de COT observée ici se retrouve dans d'autres systèmes deltaïques tels que celui de la Mahakam. Les valeurs de COT y sont plus fortes dans la plaine deltaïque (14 %) et tendent à diminuer vers le large (0.5 à 2 % dans le prodelta) (Hardy et Wrenn, 2009).

Dans le système deltaïque du Nile (El Nady et al., 2015), les phytoclastes translucides représentent une part importante des assemblages des palynofaciès dans les environnements de front de delta et prodelta comme ce qui est observé sur le forage Amerk O-09. Ces particules « fraîches », sont donc transportées relativement loin dans le système deltaïque.

### 3.2.5 Distribution des minéraux argileux

Une partie du signal argileux est probablement indicateur de conditions climatiques (cf. section 3.4 suivante). Cependant la distribution des minéraux argileux à travers le système deltaïque de la Mackenzie montre une claire modulation de ce signal climatique hérité. Ainsi, que ce soit sur les coupes du delta de Mackenzie ou sur les forages, les proportions d'illite dans le cortège argileux sont élevées (de 40 à 60 % de moyenne selon les forages), comme les proportions de chlorite (autour de 20 % en moyenne). Ceci indique probablement une forte érosion des reliefs

de l'arrière-pays, comme le suggèrent les données de thermochronologie (Bigot-Buschendorf, 2015). La smectite est observée en assez fortes proportions (en moyenne 10 % sur la coupe de CoMI et 45 % et 25 % sur les coupes de CaH1 et CaH2) sur les coupes du delta de Mackenzie et sur les forages les plus proximaux (Reindeer D-27, moyenne de 25%, et Toapolok O-54, moyenne de 25 %). En revanche seules de très faibles proportions de smectite (en moyenne 4 % sur le forage Adlartok P-09 et 1 % sur le forage Amerk O-09) sont observées sur les forages les plus distaux (Fig. 5.43). On observe donc une diminution des proportions de smectite depuis le continent vers le bassin. Les minéraux smectitiques, provenant de l'érosion à terre de sols probablement assez riches en smectite, sont ainsi logiquement concentrés dans les parties proximales du système deltaïque.



**Figure 5.43.** Carte de répartition des proportions moyennes des minéraux argileux pour la séquence de Taglu d'âge Eocène inférieur par rapport à la localisation dans le delta de la coupe CaH2 du delta de Mackenzie et les forages enregistrant la séquence de Taglu dans la mer de Beaufort-Mackenzie. La reconstitution des environnements de dépôt est basée sur les cartes de Dixon (2008), l'interprétation des électrofaciès par C. Legouche et le calage stratigraphique de la coupe CaH2 (cf. Chapitre 4).

Cependant cette observation va à l'encontre de la plus grande flottabilité des smectites par rapport aux autres argiles du fait de leur petite taille et d'une floculation à des salinités plus élevées (Chamley, 1989 ; Patchineelam et al., 2000). Ainsi les proportions relatives de smectite augmentent généralement de la côte vers le large dans les assemblages argileux (Chamley, 1989), ce qui n'est pas observé dans le delta de la Mackenzie. Un processus pouvant expliquer les faibles proportions de smectite dans les domaines plus distaux du delta serait l'existence d'un courant transverse qui remobiliserait préférentiellement les minéraux à plus forte flottabilité tels que la smectite. Ce courant pourrait être un analogue au courant actuel du gyre de Beaufort. L'existence d'un tel courant a déjà été supposée pour expliquer la présence de gains de pollens de mangrove *Avicennia* à la fois sur la marge canadienne et sur la marge

sibérienne, dans les îles de Nouvelle Sibérie (Suan et al., en révision ; cf. Chapitre 4). Une autre hypothèse peut être l'existence d'une source détritique additionnelle alimentant les forages les plus distaux. Une telle source pourrait correspondre à l'émissaire secondaire, qui serait pauvre en smectite, évoqué dans les apports détritiques du forage Amerk O-09.

Le signal de la minéralogie du cortège argileux, notamment sur les deux sites les plus distaux, est caractérisé par une légère diminution progressive des proportions de kaolinite (de 25 % en moyenne à 20 %) atteignant un minimum vers le haut des forages d'âge Eocène supérieur-Oligocène. Cette diminution de la kaolinite est associée à une augmentation de la chlorite (de 20 % en moyenne à 25 %). Ces variations peuvent être reliées à une diminution du caractère hydrolysant du climat par diminution des températures et/ou diminution des précipitations depuis le Paléocène jusqu'à l'Eocène supérieur. La surrection des reliefs alentours (chaîne des Brooks notamment) et ainsi l'augmentation du caractère mécanique de l'érosion aurait également pu entraîner une diminution des proportions de kaolinite au profit de la chlorite. La déconvolution précise du signal climatique et détritique est cependant délicate.

### .3.3 Influence de la tectonique sur le système deltaïque

On a vu que les apports détritiques semblaient augmenter notamment dans la séquence de Taglu à l'Eocène inférieur avec le développement important des séquences régressives des cycles transgression/régression. Cette augmentation de l'importance des cortèges régressifs à partir de l'Eocène inférieur indique une augmentation des apports détritiques et/ou une diminution du niveau marin relatif provoquant la progradation du delta.

On a également vu une augmentation des proportions des grains de pollen méso et microthermes (à la limite entre les séquences d'Aklak et de Taglu à l'Eocène inférieur sur le forage Amerk). Ces pollens « froids » peuvent être aussi (au moins en partie) liés à l'existence de reliefs et au développement des pentes supportant une telle végétation dans l'arrière-pays à partir de l'Eocène inférieur. Ces apports de pollen « froids » seraient alors marqueurs du développement des reliefs.

Le remplissage sédimentaire du Bassin de Beaufort-Mackenzie est subdivisé en trois phases tectonostratigraphiques, chaque phase étant limitée par une discordance majeure qui marque le point culminant d'une phase de déformation (Fig. 5.44 de ce Chapitre, cf. Chapitre 1, Dixon 2008). La première phase s'étend jusqu'à la limite entre les séquences de Taglu et Richards (Eocène moyen). Les analyses des taux d'exhumation des reliefs des Brooks (dont les montagnes British et Barn) et de la cordillère Nord-Américaine (dont les montagnes Richardson et Rocheuses) montrent que la phase la plus importante d'exhumation correspond à l'intervalle Paléocène-Eocène et jusqu'à l'Oligocène pour le Bassin du Yukon (Fig. 5.44 ; Green et Duddy, 2010 ; Bigot-Buschendorf, 2015).

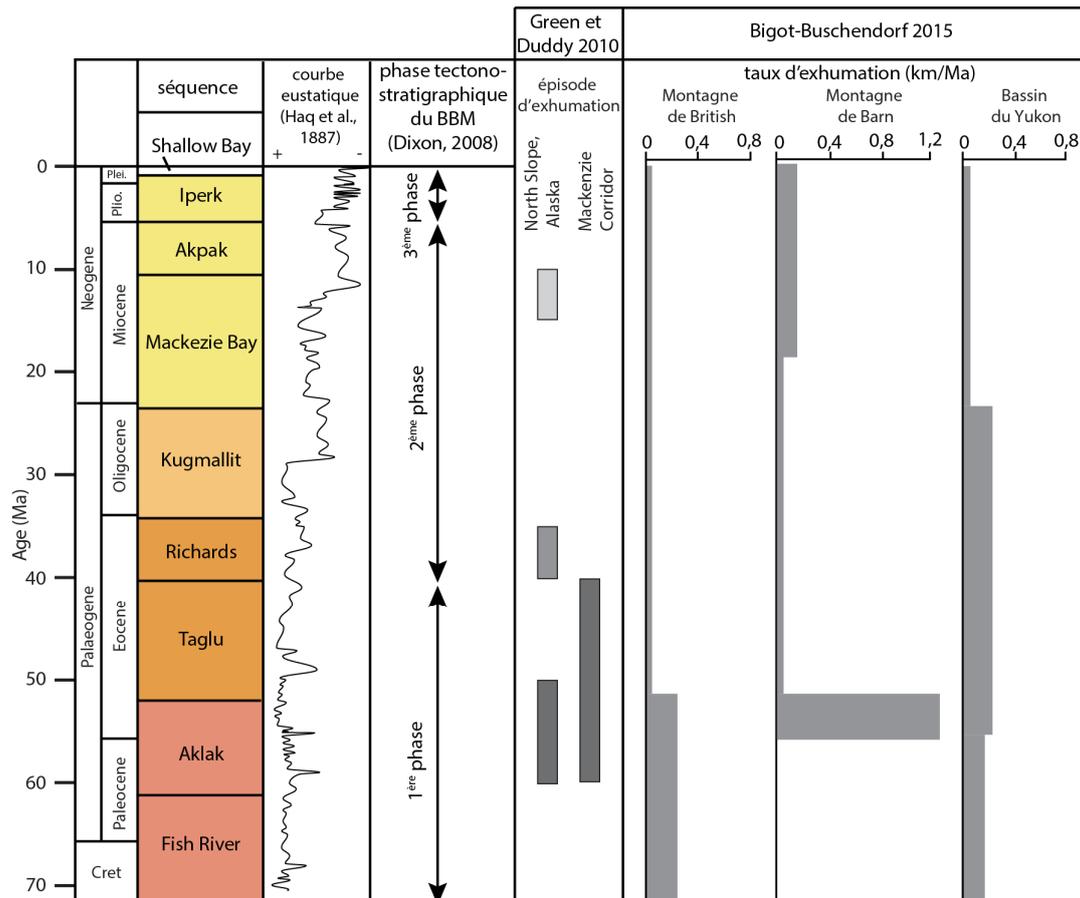
On peut ainsi proposer un contrôle tectonique important sur la progradation du delta de Mackenzie au moins au cours du Paléocène et de l'Eocène (séquence d'Aklak et de Taglu) dans un contexte de haut niveau marin global (Fig. 5.44). Les forts apports détritiques responsables de la progradation des séquences sont donc probablement en lien avec l'érosion importante des reliefs en surrection dans l'arrière-pays. Cette période correspond au maximum thermique du Cénozoïque caractérisé par une humidité importante. L'association d'un tel climat et d'une surrection importante provoque une forte érosion responsable des apports détritiques importants

dans le bassin. Le ralentissement de la progradation de la séquence de Richards (Eocène moyen-supérieur), identifié par une limite plus proximale du maximum de progradation de la plaine deltaïque (Fig. 5.40) peut être lié à la diminution de la déformation de la cordillère Nord-Américaine au cours de l'Eocène supérieur associée à une période de haut niveau marin (Fig. 5.10). La chute du niveau marin entre l'Eocène et l'Oligocène provoque l'érosion d'une importante partie de la séquence deltaïque de Richards (Dixon, 2008).

La deuxième phase tectonostratigraphique enregistrée dans la région s'étend jusqu'au Miocène supérieur. De nouveau les taux d'exhumation sont importants (Green et Duddy, 2010 ; Bigot-Buschendorf, 2015). La nouvelle progradation des séquences, à l'Oligocène peut être liée à la fois à une diminution du niveau marin bien documentée à l'échelle globale (Haq et al., 1987) et à une nouvelle phase importante de déformation des chaînes de montagne, notamment mise en évidence par les taux d'exhumation importants dans le Bassin du Yukon (Bigot-Buschendorf, 2015). Au cours du Miocène, l'apport de sédiments est ralenti et le niveau marin chute, les séquences deltaïques progradent de moins en moins d'après Dixon (2008).

La dernière phase tectonostratigraphique du Pliocène au Pléistocène voit se développer une succession progradante (Iperk et Shallow Bay) dans un contexte peu déformé tectoniquement (Dixon, 2008) et de chute du niveau marin.

L'évolution de la géométrie du delta au cours de l'Eocène inférieur décrite au début de ce Chapitre semble donc être fortement influencée par un contrôle tectonique au cours du Paléocène et de l'Eocène, les apports détritiques ayant d'autre part pu être exacerbés par l'association de conditions géodynamiques actives et d'un climat chaud et humide.



**Figure 5.44.** Taux d'exhumation des montagnes Nord-Américaines au cours du Cénozoïque (d'après Green et Duddy 2010 et Bigot-Buschendorf 2015). Séquences et phases tectonostratigraphiques du Bassin de Beaufort-Mackenzie (d'après Dixon, 2008).

## .3.4 Reconstitution paléoclimatique

### .3.4.1 Evolution du climat global dans l'intervalle Paléocène-Oligocène

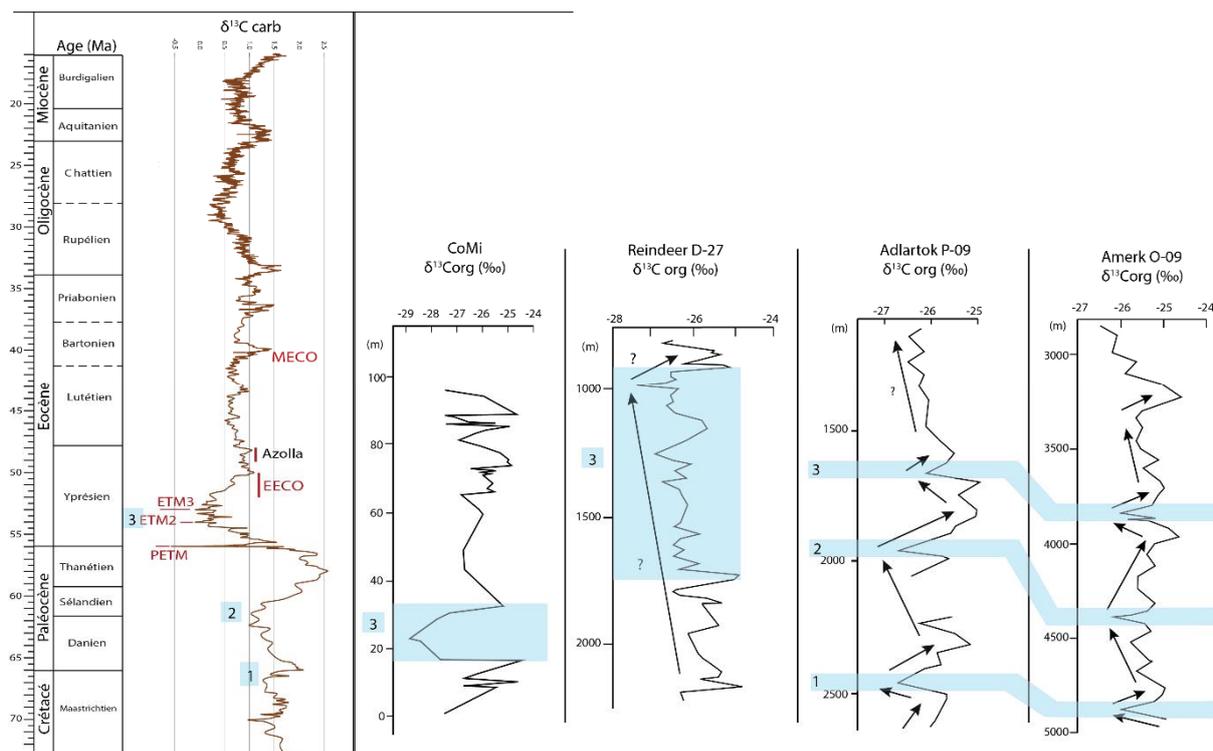
Les cortèges argileux sont constitués d'une proportion importante de kaolinite et de smectite sur les forages les plus proximaux (Reindeer D-27 et Toapolok O-54). On a vu que ces deux minéraux peuvent refléter un climat chaud et humide, la smectite indiquant probablement l'établissement d'une saisonnalité contrastée. Les proportions de kaolinite diminuent vers le sommet des forages Adlartok et Amerk. Cette diminution peut marquer une diminution des températures ou une érosion mécanique plus importante du fait de la surrection des reliefs voisins. La smectite devient plus abondante à partir de l'Éocène inférieur (au dessus de la SB6) dans le forage de Reindeer D-27 et dans le forage Toapolok O-54 ce qui peut marquer la mise en place d'une saisonnalité contrastée à partir de l'Éocène inférieur.

La flore pollinique des coupes du delta de Mackenzie et des forages de la mer de Beaufort-Mackenzie est dominée par les éléments méga-mésothermes et ce du Paléocène jusqu'à l'Oligocène. Ceci indique que les conditions climatiques sont relativement chaudes sur l'ensemble de cette période. Celle-ci est caractérisée également par des proportions importantes

de kaolinite dans le cortège argileux qui représente en général plus de 25% du cortège. Sur le forage de Taglu G-33, la flore pollinique associée au Miocène d'après le calage stratigraphique est encore dominée par les éléments méga-mésothermes. Ceci peut indiquer l'existence de conditions climatiques relativement stables sur la marge Ouest canadienne et au moins partiellement pérennes jusqu'au Miocène. Cependant seul deux échantillons constituent le diagramme pollinique et il est difficile d'en faire ressortir une généralité climatique. Ces deux échantillons pourraient d'autre part être situés dans l'optimum climatique du Miocène inférieur et donc ne refléter que cette phase climatique particulière et ne pas représenter une condition générale au Miocène dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie. La séquence de Taglu est enregistrée sur 4 forages, Adlartok P-09, Reindeer D-27, Toapolok O-54 et Amerk O-09. Elle est également enregistrée par les coupes du delta de Mackenzie, au moins la coupe CaH2. Mis à part sur le forage Adlartok P-09, tous ces sites enregistrent la présence d'éléments mégathermes et plus particulièrement des pollens d'*Avicennia* dans la séquence de Taglu. Cette séquence enregistre donc probablement le maximum thermique de l'Eocène (50-52 Ma) en Arctique. La séquence de Richards (Eocène moyen-supérieur) est encore dominée par des éléments mégathermes et quelques occurrences d'*Avicennia*. Dans la séquence de Kugmallit (Oligocène), enregistrée sur les forages Adlartok P-09 et Toapolok O-54 on observe une diminution des éléments méga-mésothermes vers le haut et l'arrivée de quelques éléments steppiques, indiquant la mise en place d'un climat plus froid au cours de l'Oligocène, ce qui est cohérent avec les données globales (Liu et al., 2009 ; Zachos et al., 2001). Sur ces deux derniers forages on observe également une nouvelle augmentation des éléments méga-mésothermes à l'Oligocène inférieur. Ceci marque peut être un événement de hausse des températures ou le fait que le climat reste relativement stable malgré un épisode de légère baisse des températures. Sur le forage Amerk O-09 la diminution des éléments méga-mésothermes est associée à l'augmentation des éléments méso-microthermes qu'on a vu liée à la surrection des reliefs et au transport différentiel de ces grains de pollens dans le bassin.

### 3.4.2 Evènements hyperthermaux

Les courbes isotopiques du carbone organique des forages Amerk O-09 et Adlartok P-09 présentent trois excursions négatives corrélables situées 1) à la base des forages (Crétacé supérieur), 2) au niveau de la limite entre les séquences Fish River et Aklak (Paléocène inférieur-supérieur) et 3) vers la SB6 (Paléocène supérieur-Eocène inférieur). Leur amplitude d'environ 1 ‰ est équivalente sur les deux forages. D'après les corrélations avec la courbe de référence de Cramer et al. (2009), ces trois excursions sont respectivement compatibles avec 1) la limite Crétacé-Paléocène ou avec l'évènement Dan 2, proche de la limite Crétacé-Paléocène, 2) avec la limite Danien-Sélandien et 3) avec le PETM ou plus largement avec les hyperthermaux de l'Eocène inférieur (PETM, ETM2 et ETM3) (Fig. 5.45). De plus, sur le forage Adlartok P-09 principalement, ces excursions négatives des valeurs isotopiques du carbone organique sont associées à des augmentations des proportions de kaolinite dans le cortège argileux qui passent de 20 % à 35 % (Fig. 5.45). Ceci est un indice supplémentaire pour considérer ces excursions isotopiques comme des événements de réchauffement associés à des hyperthermaux.



**Figure 5.45** Corrélation des courbes isotopiques de la coupe de Coal Mine et des forages Reindeer D-27, Adlartok P-09 et amerk O-09 avec la courbe de référence de Cramer et al. (2009). Les évènements hyperthermiques identifiés sont numérotés de 1 à 3. 1 : limite Crétacé-Danien, 2 : limite Danin-Sélandien, 3 : PETM, ETM2 et ETM3

Sur la coupe de Coal Mine, dans le delta de Mackenzie, une excursion négative des isotopes du carbone organique est également visible (Fig. 5.45). Cette excursion pourrait être associée au PETM. Son amplitude de 4,5 ‰ est beaucoup plus importante que celles identifiées sur les forages Amerk O-09 et Adlartok P-09 et compatible avec l'amplitude de l'excursion négative du PETM en domaine continental (McInerney et Wing, 2011). Une excursion du même ordre de grandeur de 4 ‰ a été observée au Spitsberg et est associée au PETM (Harding et al., 2011). Sur la coupe de CoMi, l'excursion isotopique est associée à des proportions plus importantes d'abord de kaolinite puis de smectite dans le cortège argileux alors que sur les forages elle semble être associée à des abondances de kaolinite plus importantes, notamment sur Adlartok P-09. Ceci peut être dû à la remobilisation des smectites dans les forages les plus distaux par un courant transverse, comme discuté plus haut.

Pour le forage Reindeer D-27, l'interprétation de la courbe isotopique est plus compliquée. En effet les valeurs varient énormément sur l'ensemble de la partie étudiée du forage. Si on retient la deuxième hypothèse de calage stratigraphique présentée précédemment comme la plus probable, l'épaisseur de l'Eocène inférieur représente plus de 800 m de sédiments. On peut alors faire l'hypothèse qu'une grande partie de la courbe isotopique, de la cote 1000 à 1800 m, correspond à l'Eocène inférieur et à ces hyperthermiques (ETM2 et ETM3). Cet intervalle montre des valeurs isotopiques un peu plus négatives (-26,2 ‰ en moyenne) que les parties situées sous la cote 1800 m (-25,6 ‰) et au-dessus de la cote 1000 m (-25,9 ‰).

### .3.4.3 Développement de la mangrove

L'ensemble des forages enregistre une flore dominée par les éléments méga-mésothermes. La Figure 5.46 permet de corréler les enregistrements polliniques des différents puits.

Sur plusieurs forages, des éléments mégathermes dont des grains de pollen marqueurs de mangrove (*Avicennia* et *Nypa*) ont été observés. D'après notre calage stratigraphique, ils se situent dans les séquences d'Aklak et de Taglu. Ces marqueurs de mangrove pourraient donc correspondre un âge Eocène inférieur, comme il a été trouvé sur la coupe terrestre du delta de Mackenzie à Caribou Hills. Ces occurrences de grains de pollen de mangrove ne semblent pas associées à des augmentations de proportion de kaolinite comme observé sur la coupe CaH2 sur laquelle la kaolinite atteint 60 % du cortège argileux sur quelques points. Cette différence d'enregistrement peut être due à la différence de résolution d'échantillonnage entre les sites du delta de Mackenzie et les forages du bassin. L'échantillonnage à plus haute résolution sur la coupe CaH2 peut avoir enregistré des épisodes de plus forte température ou pluviométrie favorisant la formation de kaolinite. L'enregistrement des forages, à plus faible résolution correspondrait à la tendance générale du climat, à saisonnalité contrastée, favorisant la formation de smectite. La kaolinite est tout même présente en proportion importante sur les forages (entre 20 et 40 %, et atteint 55 % pour un échantillon de l'Eocène inférieur du forage Reindeer D-27 situé à la cote 800 m). Les autres composants des diagrammes polliniques indiquent un paysage dominé par des éléments méga-mésothermes et le développement d'une végétation d'altitude, liée à la mise en place des chaînes de montagne de l'arrière-pays (Brooks, Richardson, 1991). Cette végétation d'altitude est visible par la présence de pollen d'éléments méso-microthermes et cohérente avec les fortes proportions d'illite et de chlorite dans les assemblages argileux. La présence de mangrove et notamment de pollen de *Nypa* indique l'existence de températures suffisamment chaudes (20 °C) et une forte humidité. Le palmier de mangrove *Nypa* se développe à partir du Crétacé supérieur, au Campanien, et culmine à l'Eocène inférieur, durant l'optimum climatique, avec une répartition mondiale. Durant cette époque, il est retrouvé sur une large zone autour de l'équateur dans une ceinture de végétation tropicale à subtropicale. Ziegler (1990) retrouve des pollens de *Nypa* à une paléolatitude de 45°N au Sud de l'actuelle Angleterre et Pole et Macphail (1996) à une paléolatitude de 65°S sur l'actuelle côte Sud de la Tasmanie. Sur le continent américain, le palmier *Nypa* apparaît au Crétacé supérieur, en Amérique du Sud et Centrale et s'étend jusqu'à l'Eocène supérieur. En Amérique du Nord, il apparaît à l'Eocène inférieur. Il n'existe plus aujourd'hui sur le continent américain.

D'après Gee (2001), la présence de *Nypa* à l'Eocène en Amérique du Nord suggère un climat chaud, avec une température moyenne de 22,5 °C, une amplitude moyenne annuelle des températures de 16 °C et des températures moyennes des moins les plus froids au-dessus de 0 °C. La pluviométrie est probablement élevée avec peu de périodes de stress hydrique prolongé.

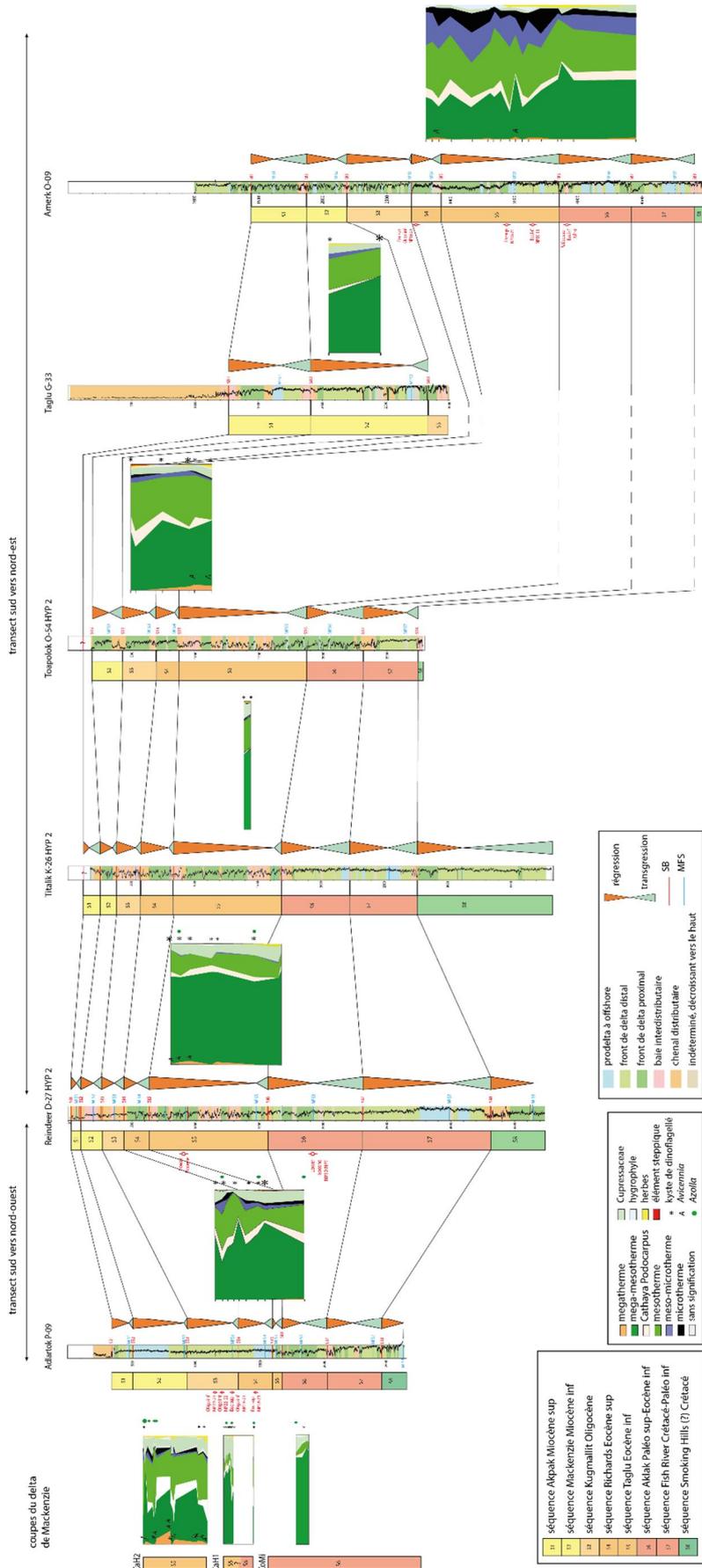


Figure 5.46. Corrélation des diagrammes polliniques entre chaque forage et les coupes du delta de Mackenzi.

## Conclusion

---

L'association des données biostratigraphiques (nanfossiles calcaires, palynologie) et des données isotopiques ( $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) et leur comparaison avec les séquences sédimentaires déduites des géométries sismiques et des données diagraphiques (thèse de Chloé Le Gouche) a permis de proposer un cadre stratigraphique pour les différents puits étudiés. Les mesures des isotopes du carbone sur la matière organique ont notamment permis de suggérer l'enregistrement dans les forages du Bassin de Mackenzie de plusieurs événements climatiques tels que la limite Crétacé à Paléocène ou l'évènement Dan-C2, la limite Danien-Sélandien et les hyperthermaux de l'Eocène inférieur dont probablement le PETM.

L'analyse de la matière organique a mis en évidence que celle-ci est dominée par les apports de particules d'origine terrestre sur l'ensemble des puits. De plus cette matière organique est de façon générale immature et assez bien préservée. La forte proportion de phytoclastes translucides observée dans les palynofaciès souligne la proximité des sources d'apports organiques terrestres relativement « frais », et leur bonne flottabilité permettant une large distribution de ce type de particules, y compris vers les environnements les plus distaux du système deltaïque. Les enrichissements en carbone organique montrent une claire logique suivant un transect proximal-distal dans le système deltaïque, les environnements proximaux étant bien plus enrichis en carbone organique que les environnements distaux. Les proportions de particules opaques augmentent des domaines proximaux aux domaines distaux, ce qui indique un tri granulométrique et/ou un contrôle dû à la dégradabilité relativement faible de ce type de particules.

La mesure des éléments traces, mineurs et majeurs ne permet pas de déduire les conditions d'oxygénation du milieu de dépôts car la majeure partie de ces éléments semble contrôlée par les apports détritiques du delta. Quelques niveaux présentent peut être des conditions euxiniques locales dans le sédiment comme le montre la présence de pyrite. Les analyses élémentaires ont essentiellement mis en évidence des variations dans les apports détritiques dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie et notamment le changement d'orientation du delta et la progradation des séquences deltaïques à la limite entre les séquences de Aklak et Taglu à l'Eocène inférieur.

L'étude des forages de la mer de Beaufort-Mackenzie permet d'obtenir un enregistrement des conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques depuis le Crétacé supérieur jusqu'au Miocène.

L'enregistrement du cortège argileux ne montre pas de coupure minéralogique franche sur l'ensemble des forages. Cependant les cortèges argileux contiennent des proportions non négligeables de kaolinite, plus de 25%, indiquant probablement l'existence de températures et humidité élevées. De même, la succession des enregistrements polliniques indique le développement de la mangrove, avec notamment la présence de pollen de *Nypa*, au cours de l'Eocène inférieur, reflétant des températures et une pluviométrie élevée. Il s'agit de la première observation aussi septentrionale de cette espèce. De fortes proportions de smectite, dont le caractère déritique est mis en évidence par la répartition décroissante depuis le continent vers le bassin, peuvent de plus être indicatrices d'une saisonnalité contrastée. Ces fortes proportions de smectite semblent se développer au niveau de la séquence de Taglu d'âge Eocène inférieur.

On observe enfin une tendance à la diminution des proportions de kaolinite au cours de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène. Cette diminution peut être en lien avec la détérioration progressive du climat entre l'Éocène et l'Oligocène, période charnière entre une période greenhouse et une période icehouse. Les enregistrements polliniques indiquent également une détérioration du climat qui débute à l'Éocène supérieur et se poursuit au cours de l'Oligocène, même si celle-ci semble assez limitée comme le montre le retour à de fortes proportions d'éléments méga-mésothermes à l'Oligocène après une diminution de leur proportions à la limite Eocène-Oligocène observé sur les forages Adlartok P-09 et Toapolok O-54.

La limite Crétacé ó Paléocène, l'évènement Dan-C2, la limite Danien-Sélandien et les hyperthermaux de l'Éocène inférieur (dont probablement le PETM) sont associés à des augmentations des proportions de kaolinite dans les cortèges argileux, suggérant (comme décrit ailleurs, Bolle et Adatte, 2001) une augmentation des températures lors de ces excursions négatives des isotopes du carbone. Peu de lames de palynofaciès correspondent aux échantillons enregistrant une excursion isotopique. Le seul exemple est celui de l'excursion négative des isotopes du carbone organique du forage Amerk située à la cote 3865 m et pouvant correspondre au PETM. Sur cet échantillon les proportions de phytoclastes translucides dominent fortement le palynofaciès (80 %) probablement en lien avec un apport détritique accru sous le cycle hydrologique intensifié caractéristique du PETM.

Les apports détritiques des séquences datées du Paléocène supérieur et de l'Éocène inférieur à moyen semblent être contrôlés par l'érosion des reliefs voisins. L'association d'un climat chaud et humide et la surrection des reliefs étant responsable des forts apports détritiques dans le bassin.

Les très faibles abondances de smectite dans les cortèges argileux des deux forages les plus distaux alors que celle-ci est présente dans les forages proximaux ne correspond pas à la répartition classique des minéraux argileux par transport différentiel. Cette différence pourrait être due au fait que les particules de smectite, à forte flottabilité, sont soumises à un processus de remobilisation. On peut alors faire l'hypothèse qu'un courant transverse (Est-Ouest) affecte les sites distaux correspondant aux forages Adlartok P-09 et Amerk O-09.



# **CHAPITRE 6 ó DISCUSSION GENERALE**

# Introduction

---

Ce Chapitre vise à confronter nos résultats aux études conduites sur les îles de Nouvelle Sibérie dans le cadre du GRI zones péri-arctiques dans lequel ce travail de thèse est intégré. Nous comparerons également nos résultats avec les travaux menés sur la ride de Lomonosov, sur le forage IODP 302 ACEX. Enfin ce Chapitre propose une synthèse générale des reconstitutions paléoclimatiques dans le Bassin Arctique et les zones péri arctiques au cours du Paléogène, basée sur l'ensemble des données collectées au cours de cette thèse et des comparaisons bibliographiques.

## .1 Les îles de Nouvelle Sibérie

---

En 2011, une campagne d'échantillonnage a été réalisée dans les îles de Nouvelle Sibérie, en Russie, durant l'expédition CASE (Circum Arctic Structural Events) 13 par L. Labrousse (UPMC) et G. Suan (Université Lyon 1) (Suan et al., en révision). Cette campagne avait pour but d'étudier l'enregistrement climatique Eocène sur la marge eurasiatique. L'analyse des échantillons récoltés durant cette campagne a été menée par D. Yoon durant son stage de master 2 à l'UPMC.

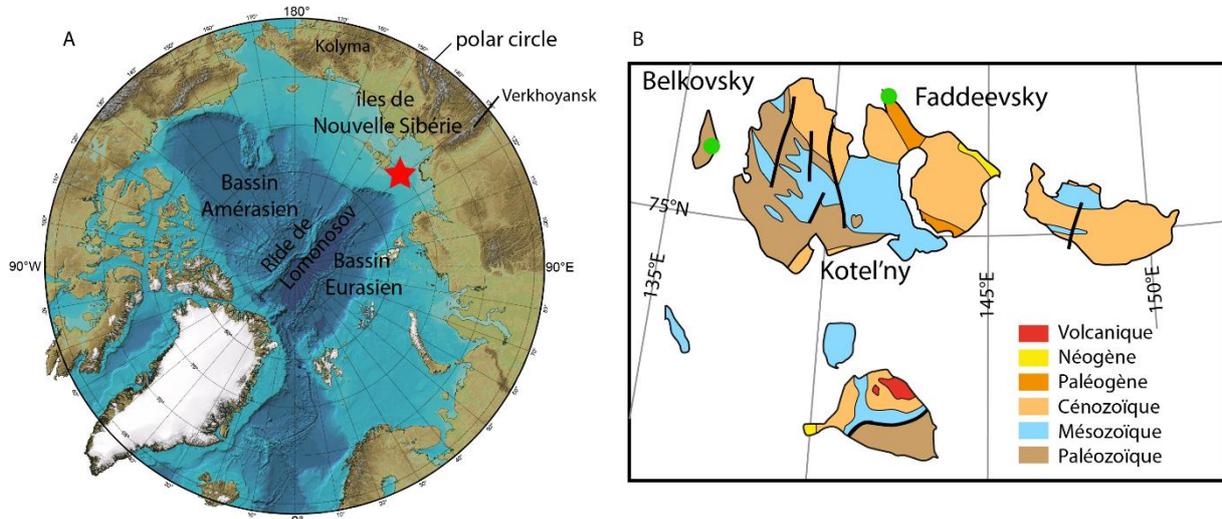
### .1.1 Localisation des coupes

Les deux coupes éocènes échantillonnées lors de l'expédition CASE 13 sont situées dans les îles de Nouvelle Sibérie (Figure 6.1). L'archipel des îles de Nouvelles Sibérie est localisé dans la mer de Laptev, au Nord du delta de la Lena. Les séries étudiées, d'âge Eocène, reposent en discordance sur un substratum plissé du Mésozoïque et Paléozoïque. Ces séries cénozoïques sont principalement composées d'argiles et silts intercalés avec des sables et des niveaux charbonneux bruns.

Les données biostratigraphiques des nannofossiles calcaires, des foraminifères et des diatomées indiquent un âge Eocène inférieur pour les successions marines de l'île Kotelnoy (Kosko et Trufanov, 2002 ; Kosko et Korago, 2009). D'après les reconstitutions paléogéographiques entre 60 et 50 Ma, les îles de Nouvelle Sibérie se situaient à une paléolatitudes supérieure à 72 °N (Shephard et al., 2013).

Deux coupes ont été échantillonnées sur l'île de Faddeevky (76°06'23,30"N / 141°49'01,70"E) et de Belkovsky (75°30'17,70"N / 135°59'07,40"E). La première coupe (35 m d'épaisseur) correspond à des niveaux de lignites massifs, contenant de l'ambre, d'argiles silteuses et sables

riches en fragments de bois flottés et contenant des nodules de sidérite et localement de sables contenant un réseau dense de racines verticales. La deuxième coupe (2,4 m d'épaisseur) est constituée de sables argileux et sables fins non consolidés, d'un niveau de silt foncé (10 cm) et un horizon de conglomérat (Suan et al., en révision). Ces deux coupes correspondent à un environnement de plaine côtière (Suan et al., en révision).



**Figure 6.1.** A : carte du Bassin Arctique moderne et localisation des îles de Nouvelle Sibérie dans le bassin (étoile rouge) B : carte géologique simplifiée des îles de Nouvelle Sibérie et localisation des coupes étudiées de Faddeevsky et Belkovsky (points verts). D'après Suan et al., en révision.

## .1.2 Age des coupes

La coupe de l'île de Faddeevsky enregistre le PETM et l'hyperthermal secondaire de l'ETM2 d'après (1) l'identification de kystes de dinoflagellés abondants, dont 80% appartiennent à *Apectodinium parvum* associés à (2) une excursion négative des isotopes du carbone organique de 2,5 ‰, comparable aux excursions enregistrées en domaine marin au cours du PETM, et une deuxième excursion isotopiques de 2 ‰ qui correspond à l'hyperthermal secondaire de l'ETM2 (Suan et al., en révision, Fig. 6.2).

La coupe de Belkovsky est associée à l'initiation de la phase de refroidissement qui suit l'EECO (Suan et al., en révision). Ce calage est basé sur l'absence de kystes de dinoflagellés *Apectodinium* et l'enregistrement de pollens caractérisant un climat un peu plus froid que la coupe de Faddeevsky (Fig. 6.2 ; Suan et al., en révision).

## .1.3 Reconstitution des environnements de dépôts

La matière organique de la coupe de Faddeevsky est caractérisée par des valeurs de COT variant de 0,2 à 55 % dans les niveaux ligniteux. Les Tmax varient de 353 à 437 °C et l'IH de 10 à 420 mgHC/gCOT. Les fortes valeurs de l'indice d'hydrogène sont en lien avec la présence de particule d'ambre, dans les niveaux de lignite, dont les IH sont de l'ordre de 1000 mgHC/gCOT.

La matière organique correspond donc principalement à un Type III, d'origine continentale et est globalement immature. Les palynofaciès sont constitués de phytoclastes translucides et de matière organique amorphe gélinifiée et reflète le caractère relativement « frais » de la matière organique et la proximité de sa source de production. Des algues d'eau douce à saumâtre de type *Botryococcus* sont observées, indiquant un environnement continental lacustre à côtier. La présence de sidérite entre les cotes 7 et 8 m indique un milieu euxinique.

Le cortège argileux est constitué d'illite dans des proportions de 19 à 62 % avec une moyenne de 50 %, de kaolinite de l'ordre de 0 à 70 % avec une moyenne de 50 % et de chlorite de 0 à 50 % avec une moyenne de 20 %. Les fortes proportions d'illite et de chlorite indiquent une forte érosion tandis que celles de kaolinite indiquent un climat favorisant l'hydrolyse.

La coupe de Faddeevsky comprend une flore diversifiée qui compte 117 taxons. Une des caractéristiques de cette flore est la présence de l'élément de mangrove *Avicennia* et quelques rares autres éléments mégathermes tels que *Citrus* et *Bombax*. L'assemblage pollinique est dominé par les grains de pollen d'éléments méga-mésothermes (*Glyptostrobus-Taxodium* et *Métaséquoia*, *Engelhardia*, *Nyssa*, *Arecaceae*) et d'éléments mésothermes (*Carya*, *Alnus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Castanea-Castanopsis*). Les éléments méso-microthermes et microthermes sont présents en faible abondance (Suan et al., en révision).

La matière organique de la coupe de Belkovsky est caractérisée par des valeurs de COT qui varient de 0,1 à 1,9 % dans les silts et de 12,9 à 13 % dans les argiles. Les Tmax varient de 382 à 416°C et les valeurs d'OH varient de 40 à 115 mgHC/gCOT. La matière organique est donc immature et d'origine continentale. Les palynofaciès sont dominés par les phytoclastes translucides indiquant une matière organique relativement « fraîche » et bien conservée. Des algues d'eau douce à saumâtre ont été observées indiquant un environnement continental lacustre à côtier. Le diagramme <sup>13</sup>Corg-C/N indique une source continentale en C3 et une source algale lacustre de la matière organique. Le diagramme C/S indique des fluctuations entre eaux saumâtres, eau de mer et eau douce et donc une variation d'influence du domaine marin-côtier. La présence de kystes de dinoflagellés indique également une influence marine vers le sommet de la coupe.

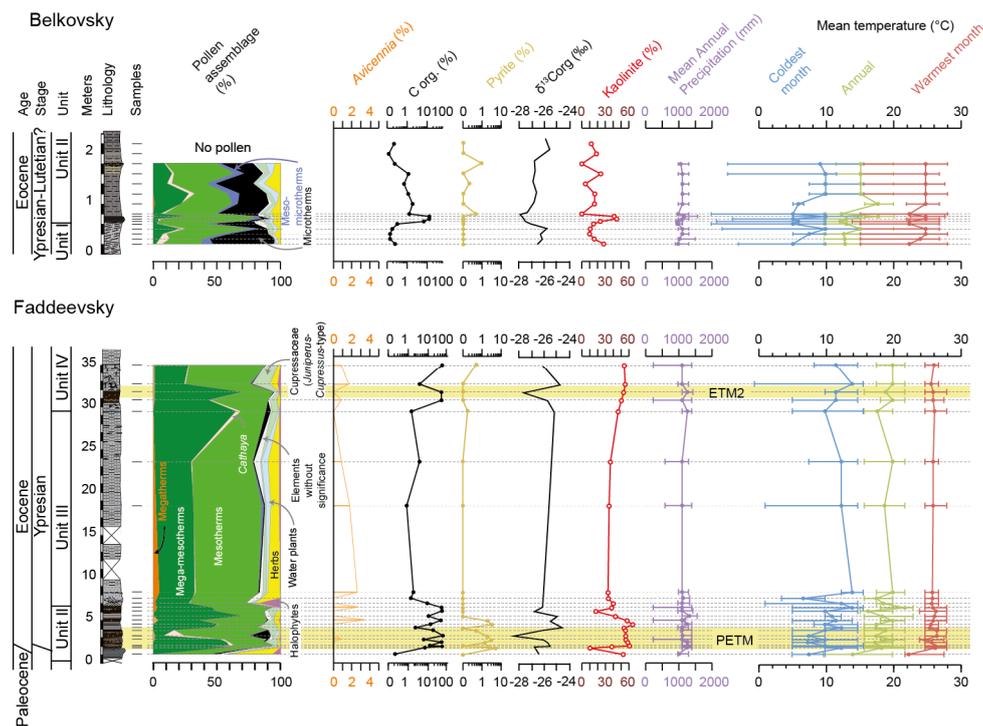
Le cortège argileux est constitué d'illite dans des proportions de 31 à 54 %, de chlorite de 20 à 37 % et de kaolinite de 0 à 44 %. Les fortes proportions d'illite et de chlorite indiquent une forte érosion. Les proportions de kaolinite sont plus fortes dans un intervalle, entre 60 et 80 cm ce qui indique un climat plus chaud et humide que sur le reste de la coupe où les valeurs comprises entre 0 et 20 %, indiquant un climat plus tempéré.

La flore de la coupe de Belkovsky est constituée de 76 taxons. Elle contient moins d'éléments mégathermes et méga-mésothermes (Fig. 6.2) que la coupe de Faddeevsky (*Glyptostrobus-Taxodium* et *Métaséquoia*, *Engelhardia*, *Arecaceae*). Les éléments mésothermiques constituent la classe dominante de la flore de Belkovsky (principalement *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Ericaceae*, *Myrica*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Salix*). Les grains de pollen de *Cathaya* (méga-mésothermes vivant actuellement au Sud-Ouest de la Chine), *Tsuga* (méso-microtherme), *Abies* et *Picea* (microtherme) sont également abondants.

L'abondance de kaolinite est significative dans les deux coupes. Cette kaolinite est associée à une proportion relative élevée des grains de pollen d'éléments subtropicaux, on peut donc penser qu'elle est formée par une hydrolyse intense des sols sous des conditions climatiques chaudes et humides. Les gammes de valeurs du <sup>13</sup>Corg et du rapport C/N caractérisent deux

sources de production de matière organique, les plantes continentales en C3 et les algues lacustres. Les particules d'ambre aux bords nets reflètent la proximité de la source. La présence de quelques kystes de dinoflagellés situe l'environnement de dépôts des deux coupes en milieu de transition marin-continental sous faible influence marine.

Les données géochimiques et minéralogiques indiquent qu'un transport de grains de pollen allochtones depuis des latitudes plus basses est peu probable. Les fortes proportions de carbone organique et matière organique amorphe dans les niveaux de lignites dans les deux coupes indiquent un environnement de dépôt en zone humide ou marécage peu oxygéné cohérent avec la dominance de *Glyptostrobus-Taxodium* et *Nyssa* dans les mêmes niveaux (Suan et al., en révision).



**Figure 6.2.** Résultats palynologique, organique, minéralogique, isotopique et valeurs climatiques (précipitation et température) des coupes de Belkovsky et Faddeevsky (Suan et al., en révision). La proximité des marécages d'eau douce sur les deux sites est suggérée par la présence de plusieurs taxons tels que Menyanthaceae, Onagraceae, Potamogeton, Sparganium, Typha et Osmunda. A Faddeevsky, la proximité d'eaux saumâtres est déterminée par la présence d'Avicennia et d'autres éléments halophytes.

Les éléments méso-microthermes et microthermes présents sur les deux sites provenaient probablement des montagnes de Verkhoyansk et Kolyma (Fig. 6.1). Les fortes proportions d'illite et de chlorite sur les deux coupes illustrent une forte érosion de l'arrière-pays. D'après Kosko et Trufanov (2002), l'orogénèse des chaînes de Verkhoyansk débute au Cénozoïque. La grande quantité de produits d'érosion proviendrait de ces reliefs tectoniquement actifs.

Le paysage était donc probablement assez similaire à celui du delta de Mackenzie au Canada, composé de marécages et mangroves associés à une forêt subtropicale à feuille persistante se développant proche d'une forêt à feuille caduque de climat tempéré-froid. Cette association est similaire à la végétation habitant aujourd'hui le Sud-Est de la Chine et Taiwan.

## .1.4 Reconstitutions paléoclimatiques

Les fortes proportions de kaolinite indiquent un climat chaud et humide particulièrement sur la coupe de Faddeevsky (plus de 40 % à Faddeevsky) formées aujourd'hui principalement dans les sols tropicaux à subtropicaux sous des températures annuelles moyennes supérieures à 15°C et des précipitations annuelles moyennes de plus 1000 mm (Robert et Kennett, 1994). Les conditions climatiques lors du dépôt des sédiments de la coupe de Faddeevsky étaient probablement plus chaudes que pour Belkovsky d'après les proportions plus importantes de kaolinite.

La reconstitution des températures annuelles moyennes (MAT), des précipitations annuelles moyennes (MAP) et les températures moyennes des mois (MTC) les plus froids (MTW) et les plus chauds a été réalisée en utilisant un modèle d'amplitude climatique à partir des données palynologiques (Fig. 6.2).

A Faddeevsky (Fig. 6.2) les MAT varient de 14 à 21 °C, MTC de 5 à 13 °C et MTW 22 à 26 °C. Les MAP sont élevées de l'ordre de 1100-1200 mm. Pour la coupe de Belkovsky, les températures reconstituées à partir de la flore sont un peu plus faibles. Les MAT varient de 12 à 18 °C, les MTC de 5 à 10 °C, les MTW entre 22 et 25 °C. Les précipitations annuelles oscillent entre 970 et 1100 m.

Ces reconstitutions caractérisent donc un climat humide et chaud, lors du dépôt des sédiments de la coupe de Faddeevsky et un peu plus froid lors du dépôt des sédiments de Belkovsky et confirment les interprétations de la composition du cortège argileux.

De la même manière que sur la marge canadienne (cf. Chapitre 4 et 5), il y a donc convergence entre les données issues de l'étude de la minéralogie du cortège argileux et celles issues de l'analyse palynologique.

## .2 Le forage IODP 302 ACEX

---

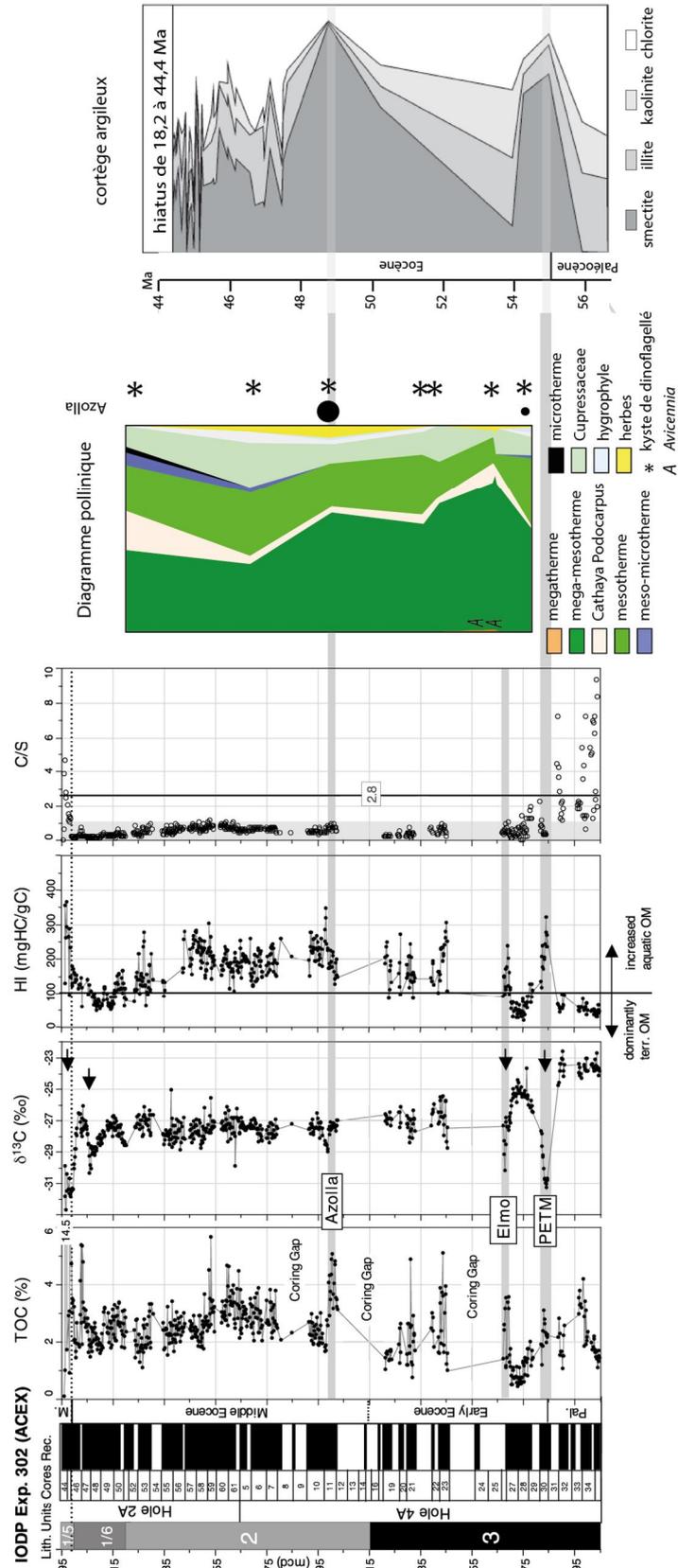
Le modèle d'âge du forage composite IODP 302 ACEX a été réalisé à partir d'études micropaléontologiques, cyclostratigraphiques et magnétostratigraphiques (Backman et al., 2009). Ce forage est caractérisé par trois hiatus, un premier entre les sédiments d'âge Crétacé et les sédiments Paléocène à 56,2 Ma, un deuxième d'environ 26 Ma qui englobe l'Éocène supérieur et l'Oligocène de 44,4 à 18,2 Ma et un troisième dans le Miocène, entre 11,6 et 9,4 Ma (Backman et al., 2006). Les analyses isotopiques sur le forage ACEX ont mis en évidence deux excursions négatives associées au PETM et à l'ETM2, Fig. 6.3). Le PETM est identifié par la présence de *Apectodinium augustum* et par une excursion négative des isotopes du carbone organique de l'ordre de 4 ‰ de -27 à -31 ‰ (Pagani et al., 2006 ; Sluijs et al., 2006). Une deuxième excursion négative de l'ordre de 3,5 ‰ est observée et identifiée comme étant l'ETM2.

## .2.1 Sédimentation dans le centre du Bassin Arctique

Les sédiments Crétacé à Paléogène du forage ACEX (unités 2 à 4) sont caractérisés par de forts COT compris entre 1 et 5 %. Dans le détail, l'unité 3 a pour valeur moyenne de COT 1 % et l'unité 2, constituée en partie de boue biosiliceuse, à un COT moyen de 2-3 % (Fig. 6.3). La sous-unité 1/5 d'âge Miocène inférieur est caractérisée par des maxima de COT de 7 à 14,5 %. La partie supérieure, du Miocène moyen au Quaternaire (sous unités 1/1 à 1/4) est caractérisée par des argiles silteuses à COT inférieur à 0,5 %.

Dans la partie paléocène, la matière organique est dominée par le Type III, d'origine terrestre. La source terrestre est mise en évidence par les biomarqueurs, les palynomorphes et les macéraux. Les données de biomarqueurs montrent une dominance de *n*-alcane à longues chaînes (Weller et Stein, 2008), les données de palynomorphes indiquent la prédominance des spores et grains de pollens (Sluijs et al. 2006) et les macéraux terrestres représentent jusqu'à 70-80 % des macéraux totaux (Boucsein et Stein, 2008). Les sédiments éocènes supérieurs et éocènes moyens (unité 2) sont caractérisés par des IH plus forts 100-350 mgHC/gCOT indiquant une contribution de la matière organique algale qui représente jusqu'à 40-60 % du carbone organique (Stein et al., 2007).

De nouvelles observations palynologiques sur 9 échantillons du forage IODP 302 ACEX ont pu être réalisées dans le cadre de ce travail de thèse par Jean-Pierre Suc (Géobiostratdata.consulting ; Fig. 6.3). Tous les échantillons montrent une préservation excellente en grains de pollen qui sont par ailleurs abondants et illustrent une biodiversité élevée (60 taxons : genres, espèces ou familles). Ces observations ont permis de mettre en évidence l'abondance des kystes de dinoflagellés et d'acritarches marins dans tous les échantillons indiquant la nature marine des sédiments. L'excellente préservation des grains de pollen, la présence d'*Avicennia* (dont le pollen se transporte peu) tout comme la présence de plantes aquatiques (*Typha*, *Sparganium*, *Restionaceae*) indiquent la proximité de la végétation et donc le caractère littoral du milieu de dépôt.



**Figure 6.3.** Résultats organiques, isotopiques et élémentaires du forage ACEX (Stein et al., 2006) Résultats de l'analyse palynologique menée par Jean-Pierre Suc, Geobiostratdata.conduiting sur 9 lames du forage ACEX (Suc, 2016) et résultat de l'étude minéralogique sur la fraction argileuse (Krupskaya et al. 2011).

D'après les études palynologiques, organiques et géochimiques l'environnement de dépôt correspond à un environnement marin côtier restreint dans la zone épipélagique du Crétacé à l'Eocène. Le maintien du caractère subaérien de la ride de Lomonosov se poursuit grâce à la déformation compressive qui affecte le Bassin Arctique avec le mouvement vers le Nord du Groenland puis l'ouverture de la ride de Garkkel. La subsidence s'accélère au Miocène de façon synchrone à la fin de la tectonique compressive dans le Bassin Eurasien (O'Reagan et al., 2008).

Le hiatus mid-Cénozoïque de 26 Ma est probablement lié à une érosion (O'Reagan et al., 2008).

Les analyses minéralogiques réalisées sur le forage ACEX ont été menées sur la minéralogie totale par Vogt (2009). Les analyses indiquent des rapports kaolinite/chlorite supérieurs dans les unités 4 à 1/5 (Crétacé à Miocène inférieur). Les fortes valeurs de ce rapport caractérisent un climat humide. D'autres analyses minéralogiques, sur la fraction argileuse, ont été réalisées par Krylov et al. (2008) sur les échantillons des unités 2 à 1/3 (Eocène moyen à Pliocène) et par Krupskaya et al. (2011). Le principal résultat des analyses du cortège argileux et des minéraux lourds de Krylov et al. (2008) est la localisation de la zone source des apports détritiques et des IRD (Ice Rafted Debris) dont nous détaillerons la mise en place dans la suite de la discussion. Ils identifient ainsi un changement de sources des apports à la ride de Lomonosov depuis la mer de Barents-Kara et l'Ouest de la mer de Laptev vers l'est de la mer sibérienne et l'est de la mer de Laptev à 13 Ma. Ce changement est considéré refléter l'existence de glace de mer pérenne à partir de 13 Ma permettant le transport des sédiments jusqu'à la ride de Lomonosov. Les analyses de Krupskaya et al. (2011) indiquent des changements de proportions des minéraux argileux avec notamment de fortes proportions de smectite au niveau de deux intervalles identifiés comme le PETM et l'évènement *Azolla* (voir plus loin dans la discussion). Le reste de l'enregistrement est principalement dominé par l'illite. Cependant il faut noter que la résolution de l'enregistrement du cortège argileux est faible dans cette portion du forage.

## 2.2 Conditions de paléooxygénation

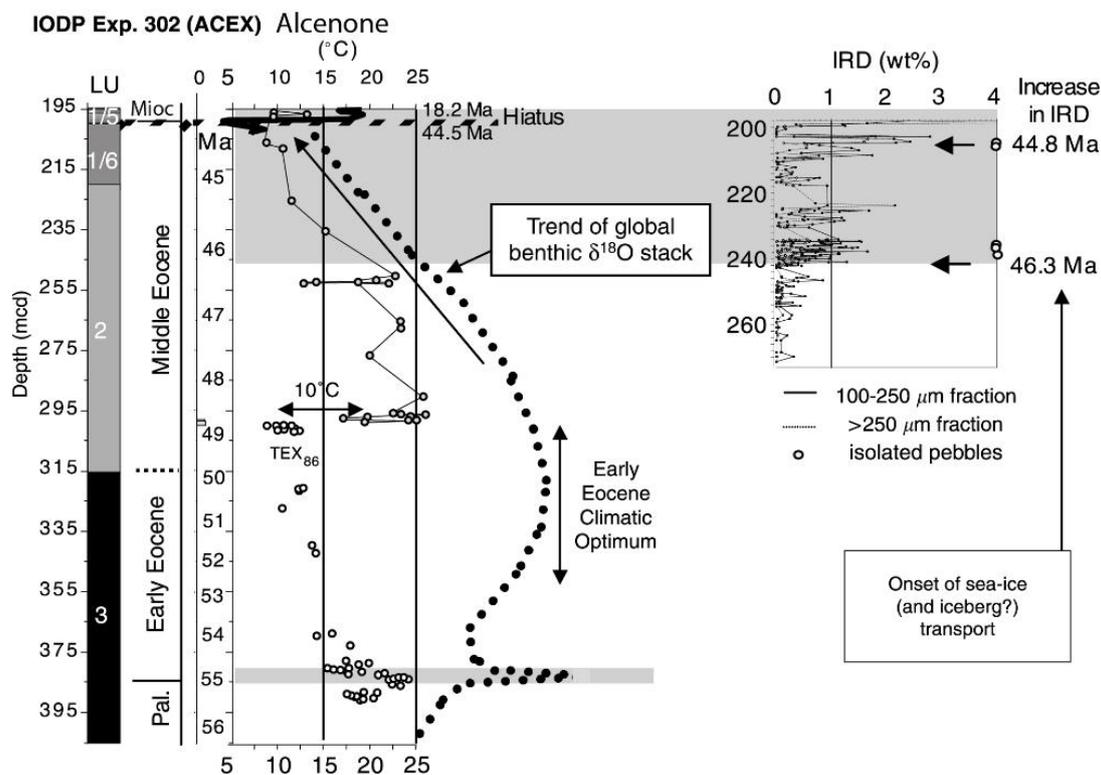
Dans le forage IODP 302 ACEX, de nombreux indices indiquent l'alternance de conditions euxiniques et oxiques dans le bassin. Pour le Paléocène, les fortes valeurs du rapport C/S correspondent à des conditions oxiques. Ceci est confirmé par l'absence de pyrites framboïdales de petite taille (Stein et al., 2006).

Les études de géochimie élémentaire (März et al. 2011) et de minéralogie ont mis en évidence le caractère euxinique des eaux de fond au cours de l'Eocène inférieur et moyen ainsi qu'une stratification par salinité des masses d'eau. Les valeurs du rapport C/S sont faibles, les pyrites framboïdales de petite taille sont abondantes (Stein et al., 2006) et les sédiments sont finement laminés (Backman et al., 2006) indiquant des conditions euxiniques dans la colonne d'eau suivant les interprétations de Wilkin et al. (1997). Les microfossiles sont dominés par des espèces à faible tolérance de salinité dans les eaux de surface au cours de l'Eocène inférieur et moyen. En revanche, les eaux de fond sont constituées d'eau de mer d'après les analyses en Nd et isotopes du soufre (Gleason et al., 2009). Les faibles valeurs des isotopes du S indiquent que l'abondance des sulfures dans les sédiments du forage ACEX est lié à la réduction microbienne d'ions sulfate de l'eau de mer (Ogawa et al., 2009). La stratification serait due à l'apport massif d'eau douce par les rivières, confirmée par l'abondance des palynomorphes terrestres (Backman et al., 2006), dans un contexte d'intensification du cycle hydrologique (Pagani et al., 2011) et de confinement du bassin. Il y a toutefois quelques connexions aux bassins voisins qui apportent

des eaux de mer denses dans le Bassin Arctique. Ces eaux denses plongent en profondeur et participent à la stratification haline des eaux du Bassin Arctique d'après Ogawa et al., 2009.

## .2.3 Enregistrement paléoclimatique

Les reconstitutions des températures de surface ont été calculées à partir de l'étude de  $\delta^{18}O_{37}$  des alcénones (Weller et Stein, 2008) et du  $TEX_{86}$  (Slujs et al., 2008). Les températures du Paléocène et Eocène inférieur sont en moyenne de 18 °C avec un pic à 23 °C au niveau du PETM (Fig. 6.4). À l'Eocène moyen, les températures calculées suivent la tendance de la courbe isotopique globale de Zachos et al. (2001) avec une diminution des températures de 15 °C. Les températures calculées à partir de  $\delta^{18}O_{37}$  sont supérieures de 10 °C à celles calculées à partir du  $TEX_{86}$  et représentent probablement les températures estivales. Les analyses sédimentaires sur le forage ACEX ont également mis en évidence l'existence de débris transportés par les glaces à partir de 46,3 Ma (Fig. 6.4). L'augmentation des IRD est associée à une forte diminution des températures.



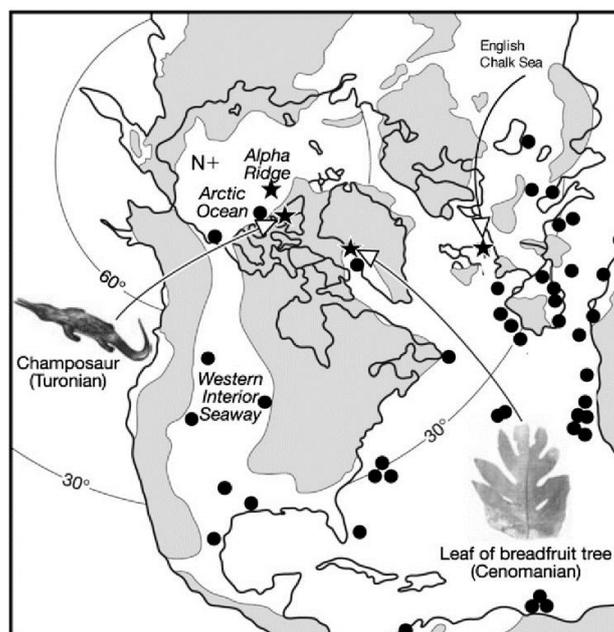
**Figure 6.4.** Reconstitutions des températures de surface sur le forage ACEX à partir de l'étude de  $\delta^{18}O_{37}$  des alcénones (ronds gris) entre les cotes 195 et 300 m pour l'intervalle 44,5-49 Ma (Weller et Stein, 2008). La diminution des températures de surface de l'Eocène moyen coïncide avec la tendance globale au refroidissement (ligne en pointillés) basée sur les isotopes de l'oxygène des foraminifères benthiques (Zachos et al., 2001). Pour le Paléocène supérieur-Eocène inférieur, sous 300 m, les températures de surface de l'océan calculées par Slujs et al. (2006) à partir du  $TEX_{86}$  sont représentées par des ronds blancs. À droite, occurrence des IRD (wt.%) dans les sédiments du forage ACEX durant l'Eocène moyen, avec une apparition des glaces de mer à 46,3 Ma. D'après St John, 2008.

## .3 Fluctuations paléoclimatiques dans l'ensemble du Bassin Arctique

### .3.1 Reconstitutions globales des paléoclimats en Arctique

#### .3.1.1 Les paléoclimats au cours du Crétacé supérieur

Un climat chaud prévalait probablement aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord durant le Crétacé moyen et supérieur. La découverte de feuilles et fruits de l'arbre à pain tropical dans les sédiments fluvio-deltaïques cénomaniens de l'Ouest du Groenland en 1883 a mis en évidence un climat bien plus chaud qu'actuellement aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord (Nathorst, 1991). D'autres données paléontologiques soutiennent l'idée d'un climat doux en Arctique, notamment par la présence d'arbres caducs à 80-85°N (Herman et Spicer, 1996), de crocodiliens au-delà de 60°N (Markwick, 1998) dont la découverte de champosaures (reptile à sang froid proche des crocodiles actuels) dans le Bassin de Sverdrup (île Axel Heiberg) à une paléolatitude de 72°N (Huber, 1998, Fig. 6.5). La limite thermique de plusieurs populations de crocodiles aujourd'hui est marquée par des températures moyennes des mois les plus froids de 5,5°C. La température optimale de vie des crocodiles est 25-35°C (Markwick, 1998).



**Figure 6.5.** Carte de l'Hémisphère Nord au Crétacé supérieur (Turonien) avec la connexion de l'Arctique aux mers épicontinentales telle que la mer de l'intérieur Ouest en Amérique du Nord. Sont indiqués la localisation approximative de l'affleurement des craies d'Angleterre au Sud de l'Angleterre ; la position des restes fossiles de feuilles de l'arbre à pain ; La position de Champosaure (reptile à sang froid proche des actuels crocodiles) et la position approximative de la ride Alpha. Les points noirs indiquent la localisation des sites de black shale du Cénomaniens/Turonien. D'après Jenkins et al. (2004).

### 3.1.2 Température de surface de l'Arctique au Cénozoïque

On a vu que la température de surface de l'Océan Arctique au Paléogène est estimée à partir des analyses de TEX<sub>86</sub> sur le forage ACEX. Les valeurs de température de surface de l'océan au cours du Paléocène et de l'Eocène sont estimées à 18 °C avec un maximum de 23 °C au cours du PETM (Sluijs et al., 2006).

Les données des forages de la mer de Beaufort-Mackenzie et du delta de Mackenzie ont révélé la présence de plusieurs éléments de flore mégathermes et de nombreux éléments méga-mésothermes (cf. Chapitre 5) de même pour les îles de Nouvelle Sibérie et les échantillons du forage ACEX (Jean-Pierre Suc, communication personnelle).

Plusieurs études ont été menées sur les zones péri-arctiques, principalement sur les îles Ellesmeres et le Groenland (Greenwood et Wing, 1995, 2010 ; Jahren et Sternberg, 2003 ; Eldrett et al., 2009). Ces études se sont surtout intéressées à la végétation et la faune Eocène en Arctique. Les principaux résultats sont l'existence d'une forêt subtropicale, à *Métasequoia* et Cupressaceae, dans laquelle se développaient des crocodiliens, des tortues, des primates et des tapirs, faune caractéristique de conditions climatiques chaudes et humides (Eberle et al., 2010). La présence d'éléments ne tolérant pas de longues périodes de gel suggère l'existence d'un climat dont les températures des mois les plus froids sont généralement supérieures à 0 °C. Les reconstitutions de températures sont présentées dans le Tableau 6.1.

La flore arctique au Paléogène correspond à une forêt mixte d'espèce à larges feuilles persistantes et d'espèces à feuilles caduques. La présence de *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Pinaceae*, *Gnkgoaceae*, *Platanaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Menispermaceae*, *Cercidiphyllaceae*, *Ulmaceae*, *Fagaceae* et *Magnoliaceae*, indique clairement que les conditions de croissance des plantes sont douces et humides (Basinger et al., 1994).

La flore du Spitzberg du Paléocène inférieur, Eocène inférieur et Eocène supérieure a été étudiée par Manum et al. (1994). Ces auteurs observent peu de variations dans la composition des flores. Le manque de différences significatives entre les flores de ces trois époques suggère un régime climatique relativement stable correspondant à un climat tempéré chaud.

Les données sur les îles Ellesmere indiquent également une forte humidité au cours de l'Eocène moyen (52 à 43,6 Ma). Jahren et Sternberg (2003) estiment la quantité d'eau atmosphérique deux fois supérieure à la quantité actuelle en Arctique (66 contre 35 Gt d'eau contenue dans le même volume d'atmosphère). Cette forte humidité aurait contribué à l'effet greenhouse à l'Eocène moyen et notamment au maintien des températures relativement élevées durant l'hiver polaire.

Les analyses isotopiques réalisées sur des coquilles de mollusques des îles Ellesmere et d'Alaska indiquent des températures de l'eau proche des côtes de 10 à 12°C (Bice et al., 1996).

Localisation	Paléolatitudo	MAT	MART	CMMT	WMMT	MAP	age	Méthode	Reference
Redoubt Point	75	9,0	26,0	-4	22	60	Oligocène inférieur	CLAMP	Wolfe et al. 1990
Katalla	65-70	16,2	19,2	6,6	25,6	120	Eocène supérieur	CLAMP	Wolfe et al. 1990
Carbon Mtn	65-70	8,7	19	-0,8	18,2		Eocène moyen/supérieur	CLAMP	Wolfe et al. 1990
Axel Heiberg Islande	77	13-15	-	4	-	>120	Eocène moyen	paléoflore NLR	Greenwood et al., 2010
Axel Heiberg Islande	77	13,2	-	-	-		Eocène moyen	équilibre isotopique entre carbonate et eau	Jahren et al., 2003
Aniakchak Crater		13,7	20,8	3,3	24,1	>145	Eocène moyen	CLAMP	Wolfe et al. 1990
Charlotte Ridge	65-70	17,2	17,2	8,6	25,8	>145	Eocène moyen	CLAMP	Wolfe et al. 1990
Norwegian-Greenland Sea	75	14	-	>5	18-24	~120	Eocène inférieur/moyen	palynologie	Eldrett et al., 2009
Kulthieth	65-70	19,4	13,6	12,6	26,2	>145	Eocène inférieur	CLAMP	Wolfe et al. 1990
Ellesmere Island	76	8	16,5-19	0-3,5	19-20		Eocène inférieur	isotope de l'oxygène	Eberle, et al. 2010
Ellesmere Island	76	8,2	14	-2	-		Eocène inférieur	paléoflore MR	Greenwood et al. 1995
Lomonosov	75	18-20	-	-	-		Eocène inférieur	GDGT	Weijers et al., 2007
New Siberian Island	72	12-21	-	5-13	22-26	120	Eocène inférieur	association paléoflore	Suan et al., 2016
Ellesmere Island - Axel Heiberg Is	76-77	12-15	20-25	0-4	>25		Late Paleocene-middle Eocene	paléoflore NLR	Basinger et al., 1994

**Tableau 6.1.** Reconstitutions des températures et précipitations dans les zones péri-arctiques au cours du Paléocène supérieur à l'Oligocène inférieur. D'après Wolfe et al. (1990), Basinger et al. (1994), Greenwood et Wing (1995), Jahren et Sternberg (2003), Weijers et al. (2007), Eldrett et al. (2009), Eberle et al. (2010), Greenwood et al. (201) et Suan et al. (en révision). MAT : température moyenne annuelle ; MART : gamme moyenne annuelle de variation de température ; CMMT : température moyenne des mois froids ; WMMT : température moyenne des mois chauds ; MAP : précipitation annuelle moyenne. Les différentes méthodes de reconstitution des températures sont les analyses CLAMP pour Climate Leaf Analysis Multivariate Program, NLR pour Nearest Living (taxon actuel le plus proche).

Les reconstitutions des paléotempératures en Arctique sont basées sur les analyses isotopiques, les analyses de géochimie organique (GDGT et  $U^{K_{37}}$ ), les assemblages polliniques et la physiologie des feuilles de végétaux (Tableau 6.1). Certaines de ces méthodes peuvent créer des surestimations des reconstitutions de températures en représentant préférentiellement les températures d'été. Ceci est suggéré pour les reconstitutions à partir de  $U^{K_{37}}$  sur le forage ACEX par Sluijs et al. (2006) et Weijers et al. (2007).

La flore arctique au Cénozoïque ressemble à celle de l'Asie du Sud-Est actuelle. Cependant une grande différence entre ces deux flores réside dans les conditions d'ensoleillement sous lesquelles elles se développent. En effet la flore située à des latitudes polaires est soumise à des hivers dépourvus de soleil et des étés en permanence ensoleillés. Il n'existe pas d'analogue actuel de la flore arctique du Paléogène se développant sous de telles conditions. Des expériences ont été réalisées pour tester la capacité des végétaux à se développer dans de telles conditions (Read et al., 1992). Les résultats montrent une meilleure tolérance des végétaux à de longues périodes de nuit lorsque les plantes sont soumises à des températures de 4°C plutôt que 15°C. Ceci est dû à la perte de carbone par respiration qui augmente avec la température. La croissance des végétaux sous des conditions de lumière continue conduit à la réduction de la capacité photosynthétique (Equiza et al., 2006). Cependant il a également été suggéré que de fortes concentrations de CO<sub>2</sub> atmosphérique réduisent la respiration durant l'hiver polaire et augmente la photosynthèse durant l'été, améliorant la survie des forêts de haute latitude (Axelrod, 1984 ; Pross et al., 2012). Enfin, les fortes concentrations en CO<sub>2</sub> atmosphérique

augmentent la sensibilité au froid de plusieurs espèces de végétaux (Royer et al. 2002). Les températures limites basses de certaines espèces sont donc à augmenter de quelques degrés par rapport à leurs descendants actuels.

La convergence des différentes reconstitutions de températures présentées sur le Tableau 6.1, en tenant compte des précisions des différentes méthodes, permet d'être confiant sur les gammes de valeurs calculées.

## .3.2 Les événements paléoclimatiques brefs

### .3.2.1 Limite Crétacé-Tertiaire

Les forages Adlartok P-09 et Amerk O-09 présentés dans le Chapitre 5 ont permis d'investiguer des sédiments couvrant la limite Crétacé-Paléocène dans le Delta de la Mackenzie. Les analyses des isotopes du carbone sur la matière organique menées sur ces forages ont mis en évidence plusieurs excursions négatives au cours du Crétacé et du Paléocène. Ces excursions semblent correspondre à l'évènement Dan C2 du Danien inférieur et à la limite Danien-Sélandien. Ces excursions, notamment la plus ancienne, sont associées à des proportions plus importantes de kaolinite, pouvant indiquer un climat chaud et humide favorisant l'hydrolyse. Les analyses palynologiques n'ayant pas été réalisées sur ces parties des forages, nous n'avons pas accès à l'enregistrement pollinique de cette limite. Cependant les données sur l'Arctique au Crétacé vont dans le sens de ces observations et indiquent déjà un climat chaud et humide à la fois en Asie et en Amérique du Nord (Herman et al., 1994).

### .3.2.2 PETM

Sur la coupe de Coal Mine au Canada, l'excursion négative des isotopes du carbone organique possédant une amplitude de 4,4 ‰ (de -24,45 à -28,85 ‰) peut être associée au PETM comme discuté dans le Chapitre 4. Cette excursion est associée à une brève augmentation des proportions de kaolinite jusqu'à 60%) suivie de fortes proportions de smectite (jusqu'à 80 %). Ce changement dans les proportions du cortège argileux peut correspondre au passage d'un climat chaud et humide vers un climat à saisonnalité contrastée. Pour les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie présentés dans le Chapitre 5, les excursions négatives observées proche de la limite entre les séquences d'Aklak et de Taglu et qui pourraient correspondre au PETM sont plus faibles, de l'ordre de 1 ‰. Ces enregistrements, dont l'échantillonnage a été effectué avec une assez faible résolution, pourraient correspondre à l'enregistrement du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur et marquer le PETM en lui-même, particulièrement sur le forage Amerk, ou de façon plus globale une période regroupant le PETM, l'ETM2 et ETM3 par exemple. En particulier sur le forage Adlartok, où la séquence de Taglu semble très condensée, différencier un hyperthermal est difficile. La faible amplitude de l'excursion enregistrée dans les forages de la Mer de Beaufort-Mackenzie pourrait probablement traduire le fait que les maxima isotopiques n'ont pas été rencontrés du fait de la faible résolution de l'échantillonnage. Sur le forage Adlartok P-09, l'excursion négative est associée à une augmentation de proportions de kaolinite de 20 à 35 %. Cette augmentation de kaolinite peut refléter une augmentation des températures. Cependant, comme discuté dans le chapitre 5, l'absence de smectite peut indiquer une remobilisation de ces particules ce qui perturberait l'enregistrement argileux. Sur le forage Amerk O-09, l'excursion isotopique négative pouvant correspondre au

PETM est associée à une forte augmentation de la proportion de phytoclastes translucides sur les palynofaciès. Cet apport de particules de matière organique « fraîche » peut être associé à une augmentation des apports détritiques par intensification du cycle hydrologique.

Les valeurs de ces excursions négatives sont comparables à celle mesurées dans le forage ACEX. En effet, sur ce forage le PETM est identifié par la présence de *Apectodinium augustum* et par une excursion négative des isotopes du carbone organique de l'ordre de 4 ‰ avec des valeurs de -27 à -31 ‰ (Pagani et al., 2006 ; Sluijs et al., 2006). Ces valeurs plus négatives que celles mesurées sur les forages présentés dans ces travaux sont en lien avec une forte proportion de la part algaire dans la matière organique dans le forage ACEX (Weller et Stein, 2008). Cette augmentation de proportion de matière organique marine n'est pas observable dans nos forages au Canada, pour lesquels une forte contribution de matière organique terrestre a été mise en évidence (Chapitres 4 et 5) Dans le contexte de la Mer de Beaufort-Mackenzie, la turbidité engendrée par les forts apports détritiques a probablement limitée la production primaire diminuant d'autant plus la fraction marine dans le signal organique par diminution de la transparence des eaux. L'excursion négative du PETM dans le forage ACEX est associée à une augmentation des proportions de smectite (Krupskaya et al., 2011). Ces fortes proportions peuvent être en lien avec la mise en place d'une saisonnalité contrastée avec alternance de périodes sèches et humides ou avec un tri des particules au cours du transport qui favorise l'export des smectite.

Les kystes de dinoflagellés sont abondants au niveau du PETM dans le forage ACEX et les proportions de palynomorphes terrestres diminuent. D'après Sluijs et al. (2006) cette diminution de la part terrestre de la matière organique est à mettre en relation avec une augmentation du niveau de la mer au niveau du forage ACEX. A la fin du PETM, l'influence terrestre sur la matière organique augmente à nouveau probablement en lien avec une régression (Sluijs et al., 2006). Au niveau du delta de Mackenzie les séquences de transgression et régression décrites dans ces travaux semblent déconnectées du signal eustatique global au cours du Paléocène et de l'Éocène. Cela est à mettre en relation avec la forte influence de la tectonique qui gouverne l'évolution du niveau marin relatif dans le delta de Mackenzie.

Dans le forage ACEX l'augmentation des proportions de la matière organique marine et le PETM sont associés à des conditions euxiniques qui s'étendent jusqu'à la zone photique, d'après la présence de biomarqueurs liés à des bactéries sulfureuses qui ont besoin de conditions euxiniques pour se développer (Sinninghe-Damsté et al., 1993 ; Sluijs et al., 2006). Parmi les explications évoquées pour le développement de l'euxinie, une augmentation de la production primaire est mise en avant en lien avec une intensification du cycle hydrologique et donc une augmentation des apports en nutriments par les fleuves (Pagani et al., 2006). Dans le delta de Mackenzie, les analyses en éléments traces n'ont pas mis en avant de développement de conditions euxiniques (cf. Chapitre 5). Cependant ces observations ne vont pas à l'encontre d'un bassin euxinique en Arctique car la proximité du delta implique l'apport d'eau douce riche en oxygène. De plus l'intensification du cycle hydrologique pourrait être liée à l'augmentation des proportions de kaolinite observées sur le forage Adlartok P-09 du delta de Mackenzie au cours du PETM, et suggérant la mise en place d'un climat plus chaud. La cause de ces conditions euxiniques peut être liée à la stratification haline des eaux suggérée par l'abondance des dinoflagellés marqueurs de faible salinité. Cependant ces espèces sont déjà abondantes avant le PETM, dans des conditions oxiques. Le changement vers des conditions euxiniques peut alors être dû à une augmentation de la production primaire elle-même liée à l'augmentation de l'apport en nutriments par les fleuves en raison d'un cycle hydrologique intensifié (Pagani et al., 2006).

Une excursion négative des isotopes du carbone de la matière organique de 4 ‰ est également enregistrée au Spitsberg et identifiée comme le PETM (Harding et al. 2011). Cette excursion est associée à une augmentation des proportions de smectite et pourrait refléter la mise en place d'une saisonnalité contrastée.

Dans les îles de Nouvelle Sibérie, le PETM est enregistré sur l'île de Faddevsky et est associé à une excursion négative des isotopes du carbone organique de 2,5 ‰, plus faible que celles des sites canadiens et du forage ACEX. Cette excursion est associée à des proportions de kaolinite de plus de 60 % indiquant un climat chaud et humide fortement hydrolysant. Une forte proportion de matière organique amorphe est associée à cette excursion dans les palynofaciès associée au développement de niveaux riches en matière organique dans un milieu marécageux humide.

### .3.2.3 ETM2

Sur les forages de la mer de Beaufort Mackenzie, les excursions négatives des isotopes du carbone organique entre les séquences d'Aklak et Taglu discutées dans le paragraphe précédent pourraient également être associées à l'ETM2 ou l'ETM3. Ces excursions sont de l'ordre de -1,1 ‰ et 0,9 ‰ pour les forages Adlartok et Amerk respectivement. Cette excursion est associée à une augmentation des proportions d'éléments méga-mésothermes et une forte proportion de phytoclastes translucides. Comme détaillé dans le paragraphe précédent, les proportions de kaolinite augmentent au niveau de l'excursion isotopique dans le forage Adlartok P-09. Sur le forage Amerk O-09, le cortège argileux varie peut au niveau des excursions isotopiques.

Dans le forage ACEX, une deuxième excursion négative des isotopes du carbone est observée et identifiée comme étant l'ETM2. L'amplitude de l'excursion négative des isotopes du carbone organique de l'ETM2 dans le forage ACEX est de 3,5 ‰. Durant cet événement le contenu en COT augmente et est composé de matière organique de type algale. Des conditions euxiniques se développent dans les eaux profondes. L'ETM2 est également enregistré sur l'île de Faddevsky où l'amplitude de son excursion négative des isotopes du carbone est de 2 ‰. Cette excursion est là aussi associée avec de fortes proportions de kaolinite et donc probablement un climat chaud et humide. Elle est également associée à une forte proportion de matière organique amorphe associée à des niveaux riches en matière organique de marécage humide.

### .3.2.4 Azolla

Des spores de la fougère d'eau douce *Azolla* sont observés sur les forages Reindeer D-27 et Adlartok P-09 dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie comme expliqué dans le Chapitre 5. Il est difficile de corréliser ces occurrences à l'évènement *Azolla*, la quantité de spores observée étant trop faible. En revanche, cet événement est enregistré sur la coupe CaH2 du delta de Mackenzie (cf. Chapitre 4). Sur cet affleurement l'évènement *Azolla* est associé à une diminution des proportions de kaolinite et une augmentation de celles d'illite pouvant résulter de l'augmentation de l'érosion des reliefs voisins.

Sur le forage ACEX un intervalle daté de 49 à 48,3 Ma contient de grandes quantités de massules de la fougère d'eau douce *Azolla*. D'après Brinkhuis et al. (2006), la présence d'*Azolla* dans le bassin est liée à sa croissance et sa reproduction dans le Bassin Arctique et non à un transport depuis les continents adjacents. D'après Krupskaya et al. (2011), l'évènement *Azolla* sur le

forage ACEX est associé à une augmentation des proportions de smectite en lien avec la dégradation d'un niveau de cendre.

L'adoucissement des eaux de surface et la stratification des masses d'eau provoque des conditions euxiniques en profondeur. De nombreux restes d'*Azolla* ont été rapportés dans les mers du Nord à l'Eocène moyen inférieur (Boulter, 1986 ; Bujak et Mudge, 1994 ; Eldrett et al., 2004 ; Brinkhuis et al., 2006). Les flux d'*Azolla* vers le fond océanique sont plus importants dans l'Océan Arctique que dans les mers adjacentes, d'après le nombre de restes d'*Azolla* par gramme de sédiment et le taux de sédimentation, indiquant un transport de tapis d'*Azolla* dans un large plume d'eau douce de l'Arctique vers les mers du Nord (Brinkhuis et al., 2006). Plusieurs espèces de la fougère *Azolla* sont reconnues dans ces mers autour de l'Arctique dans un même intervalle de temps. Ceci indique que la prolifération d'*Azolla* représente bien un adoucissement des eaux de surface du bassin et non une adaptation d'une espèce aux conditions de salinité élevée.

### 3.2.5 Le MECO

Sur le forage Amerk O-09, on observe une nouvelle apparition de pollen d'*Avicennia* dans un échantillon (2850 m). D'après le calage stratigraphique de ce puits, cet échantillon est situé dans la séquence de Richards, d'âge Eocène moyen-supérieur. Sur ce forage et celui de Reindeer, de Toapolok et ACEX, les autres pollens d'*Avicennia* sont localisés dans la séquence de Taglu d'âge Eocène inférieur-moyen. Une nouvelle mise en place de mangrove sur la côte Nord-Ouest des Territoires du Nord-Ouest alors que celle-ci semble disparaître à la fin de l'Eocène inférieur indique un retour à des fortes températures. Cet intervalle pourrait alors marquer le MECO qui représente un épisode de réchauffement du climat dans la longue tendance au refroidissement de l'Eocène moyen à l'Oligocène. Le MECO est reconnu dans l'hémisphère Nord (Spofforth et al., 2010) et l'hémisphère Sud (Bohaty et al., 2009). Il est associé à une augmentation des températures des eaux profondes de 4 °C. Sur les courbes de minéraux argileux, il n'y a pas de variation de l'assemblage sur cet échantillon.

## 3.3 Dégradation du climat au Cénozoïque

### 3.3.1 Initiation de la présence de glace dans l'hémisphère Nord à l'Eocène moyen

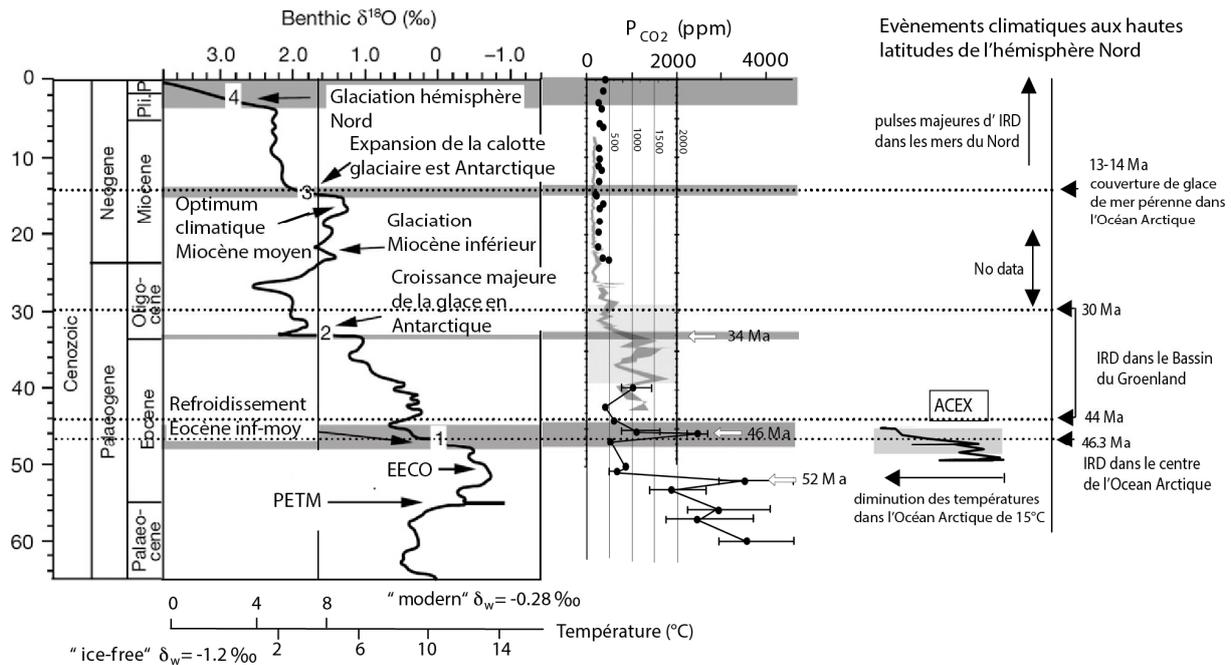
Après le réchauffement à la fin de l'évènement *Azolla* lié à l'augmentation d'apport de chaleur par des afflux d'eau des océans adjacents (Brinkhuis et al., 2006), l'initiation du refroidissement qui caractérise l'Eocène moyen et l'Oligocène se met en place.

Sur les minéraux argileux des forages Amerk et Adlartok on observe une légère augmentation des proportions de chlorite dans le haut de la séquence Taglu et les séquences de Richardson et Kugmallit (cf. Chapitre 5). Cette augmentation est en lien avec une diminution du caractère hydrolysant du climat ou une augmentation des apports détritiques en lien avec la surrection des reliefs des montagnes de l'arrière-pays (cf. Chapitre 5). Une légère augmentation des proportions des smectite est également observable sur le forage Adlartok P-09. Ceci peut marquer également la diminution du caractère hydrolysant du climat et une diminution des précipitations ou températures.

Dans les îles de Nouvelle Sibérie, sur la coupe de l'île de Belkovsky, considérée plus jeune que l'EECO, l'enregistrement palynologique, minéralogique et les reconstitutions de température indiquent une dégradation du climat avec des températures plus basses et des précipitations plus faibles que durant les dépôts des sédiments de l'île de Faddeesky d'âge Eocène inférieur (Suan et al., en révision). Le cortège argileux contient encore de la kaolinite mais en proportion plus faible que sur l'île de Faddeevsky.

Sur les forages de la Mer de Beaufort Mackenzie, on observe la disparition des pollens d'*Avicennia* et de la majorité des éléments mégathermes au sein de la séquence de Taglu d'âge Eocène inférieur-moyen (cf. Chapitre 5). La disparition d'*Avicennia* est également visible sur le forage ACEX. Les conditions climatiques deviennent donc probablement défavorables au maintien de la mangrove. Sur le forage Amerk O-09, on observe une excursion positive des isotopes du carbone organique située à 3180 m. Cette excursion est associée à une forte augmentation des éléments méso-microthermes. On a vu que l'augmentation de ces éléments reflète probablement la surrection des reliefs dans l'arrière-pays et le transport préférentiel de ces pollens dans le bassin (cf. Chapitre 5). Cependant, cette forte augmentation associée à l'excursion positive des isotopes du carbone peut aussi marquer une diminution des températures et correspondre au refroidissement du début de l'Eocène moyen. Les données du cortège argileux ne sont pas disponibles sur ce point.

Les premières glaces de mer sont mises en évidence dès 46 Ma par l'observation de dépôts de granulométrie plus importante sur le forage ACEX et interprétés comme des débris transportés par la glace de mer (Moran et al., 2006). D'autres études menées sur un forage de la mer de Norvège-Groenland indique également l'existence de glace dès 43 Ma (Tripathi et al., 2008). Les premières glaces dans l'hémisphère Nord se développent donc plus tôt que ce qui était généralement admis (Fig. 6.6). En effet au pôle Nord, l'installation de glace est considérée se développer à partir de 14 Ma et coïncide avec le refroidissement climatique du Miocène moyen (Miller et al., 1987). Les données du forage ACEX indiquent une initiation des glaces dans l'hémisphère Nord antérieurement à l'initiation de glace en Antarctique (la calotte glaciaire Antarctique se développe largement à l'Ouest du continent à partir de 34 Ma et des indices d'initiation de glaciation indiquent de probables accumulations de glace dès 42 Ma ; Tripathi et al., 2005). Ceci suggère une transition entre une configuration greenhouse et icehouse bipolaire, c'est-à-dire une glaciation initiée aux deux pôles (Tripathi et al., 2005 ; Moran et al., 2006) et un rôle de l'Arctique dans l'initiation de calottes glaciaires en renforçant le refroidissement. L'eau de surface, douce, dans l'Océan Arctique durant l'Eocène moyen et supérieur peut avoir favorisée la formation de glace de mer. Il suffit peut être alors d'une succession d'étés plus courts et plus froids que la normale pour initier les conditions favorables au développement de glaces pérennes (Darby, 2014). La première occurrence d'IRD (Ice Rafted Debris) à 46,3 Ma est associée à des températures de surface de 10-17 °C d'après les analyses sur les alcénones (Weller et Stein, 2008). En considérant une variabilité saisonnière des températures de plus de 10°C, comme suggéré par les différentes reconstitutions de températures, des conditions favorables au développement de glace de mer ont pu exister en hiver. Cette situation se retrouve dans la mer Baltique moderne où des glaces de mer sont typiques (Krause, 1969).



**Figure 6.6.** Courbe lissée des isotopes de l'oxygène sur les foraminifères benthiques durant le Cénozoïque (Pearson et Palmer, 2000). 4 phases (numérotées de 1 à 4) d'évènements de changement climatique sont indiquées. La tendance vers des valeurs de  $^{18}\text{O}$  plus positives résulte d'une combinaison de refroidissement des eaux profondes et d'augmentation du volume des glaces (Pearson et Palmer, 2000). Les niveaux de  $p\text{CO}_2$  basés sur les marqueurs isotopiques d'algues marines (Pagani et al., 2005) et les isotopes du bore de foraminifères planctoniques sont représentés (Pearson et Palmer, 2000). Les évènements majeurs d'apports de débris transportés par les glaces (IRD) dans l'hémisphère Nord sont représentés ainsi que la diminution des températures de l'océan à 46,3 Ma qui coïncide avec l'apparition des IRD sur le forage ACEX (Weller et Stein, 2008). (modifié d'après Stein, 2008).

Les températures diminuent donc au cours de l'Eocène. Cependant, comme on l'a vu sur les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie, le cortège argileux varie peu et les assemblages palynologiques restent abondants en éléments méga-mésothermes. La diminution des températures ne doit donc pas être drastique.

### 3.3.2 Oligocène

L'Oligocène est enregistré sur un forage de la Mer de Beaufort-Mackenzie, la partie échantillonnée supérieure du forage Adlartok P-09. Sur ce forage les proportions de kaolinite diminuent vers le sommet en association soit avec une diminution des températures et précipitations soit avec une augmentation de la part de l'érosion mécanique par augmentation des reliefs, comme discuté dans le Chapitre 5. Les valeurs isotopiques du carbone organique diminuent également, comme observé sur la courbe de référence de Cramer et al. (2009). Cependant sur ce forage, les proportions d'éléments méga-mésothermes restent élevées. Un échantillon montre une diminution des éléments méga-mésothermes mais ceux-ci augmentent à nouveau dans l'échantillon supérieur situé également dans l'Oligocène. Ceci indique que malgré la tendance au refroidissement général, les conditions climatiques au cours de l'Oligocène inférieur dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie restent suffisamment chaudes et humides pour permettre le maintien de cette flore.

Le refroidissement à la limite Eocène-Oligocène a été documenté en Arctique, au Groenland particulièrement. Eldrett et al. (2007) a mis en évidence l'existence, au moins de façon intermittente, de débris transportés par la glace (IRD), dont des dropstones macroscopiques, datés de 38 à 30 Ma. Ces débris transportés par la glace dans la mer de Norvège-Groenland proviennent probablement de l'Est du Groenland. La subsidence du plateau de Voring sous le niveau de la mer il y a 44 Ma a probablement facilité la circulation interbassin et augmenté la fertilité de la zone photique (Eldrett et al., 2009). Cette augmentation de la productivité dans les mers du Nord à l'Eocène supérieur peut avoir contribué à diminuer la concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique et joué un rôle dans le refroidissement des hautes latitudes et le développement de glace dans l'hémisphère Nord à l'Eocène supérieur (Moran et al., 2006 ; Eldrett et al., 2007). Schouten et al. (2008) proposent une reconstitution des températures à la limite Eocène ó Oligocène au Groenland basée sur les GDGT transportés par de la glace. Les températures de l'Eocène supérieure sont relativement stables autour de 13-15 °C et la transition entre l'Eocène et l'Oligocène est marquée par un refroidissement de 3 à 5 °C.

D'après Boulter et al. (1997), à la limite Eocène ó Oligocène, les angiospermes de la région du Spitzberg sont décimées du fait de la diminution des températures et de l'augmentation progressive de la latitude. Ceci contraste avec l'enregistrement de la mer de Beaufort-Mackenzie détaillé dans le Chapitre 5 qui ne présente pas de changement radical dans l'assemblage pollinique. On observe une diminution des éléments méga-mésothermes dans la séquence Kugmallit d'âge Eocène supérieur-Oligocène sur les forages Adlartok P-09 et Toapolok O-54 sur un échantillon mais ces proportions réaugmentent ensuite (cf. Chapitre 5). Sur le forage Adlartok P-09 cet intervalle est caractérisé par une légère augmentation des proportions de chlorite et de smectite pouvant indiquer une diminution du caractère hydrolysant du climat. Sur le forage Toapolok O-54 les variations du cortège argileux ne sont pas significatives. Cette différence pourrait être due au fait qu'au cours du temps le Spitzberg se situe à des latitude de plus en plus septentrionales alors que la marge canadienne tend vers des latitudes un peu plus basses.

## .4 Apports de l'étude de l'Arctique sur les connaissances du paléoclimat mondial

---

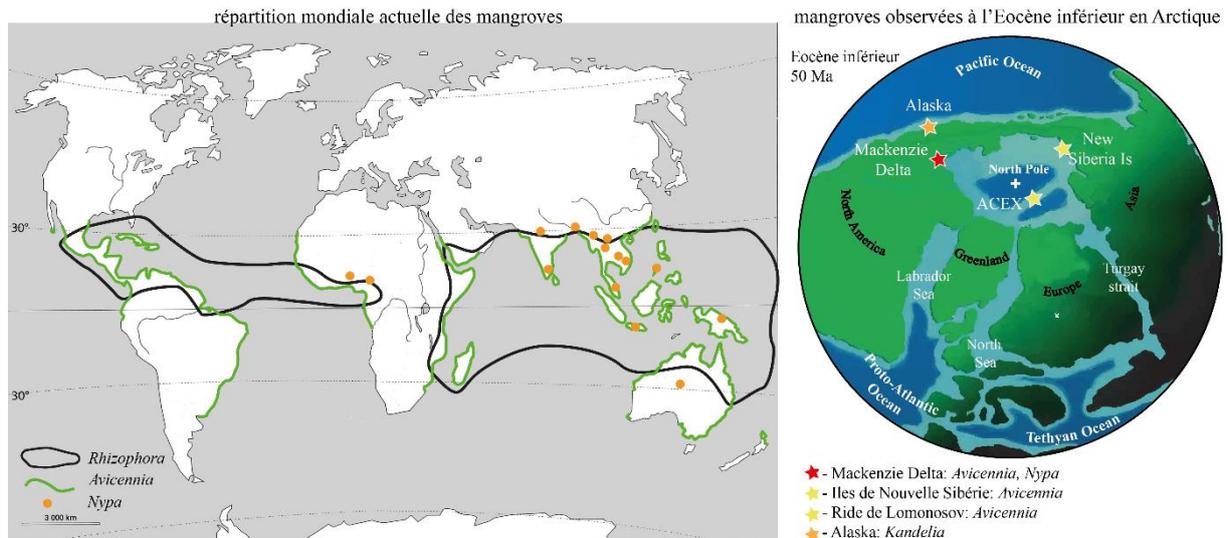
### .4.1 Un climat chaud et humide en Arctique

Les analyses minéralogiques sur les sites de la Mer de Beaufort-Mackenzie et du delta de Mackenzie ont mis en évidence de fortes proportions de kaolinite et de smectite dans le cortège argileux. Ces deux minéraux, marquant une altération chimique, associés à des éléments méga et méga-mésothermes, sont caractéristiques d'un climat relativement chaud. La présence de ces deux minéraux indique une alternance entre des périodes très humides et des périodes de successions de conditions plus sèches et plus humides.

### .4.2 Premières observations de mangrove dans le Bassin Arctique

Les grains de pollen d'*Avicennia* et de *Nypa*, marqueurs de mangrove retrouvés sur les coupes et les forages permettent d'établir pour la première fois une mise en place de la mangrove sur la marge laurentienne du Bassin Arctique comme discuté dans les Chapitres 4 et 5. Des indices de mangroves ont également été mis en évidence sur la marge sibérienne dans les îles de Nouvelle Sibérie (Suan et al., en révision). L'implication climatique qui en découle est l'existence de températures chaudes. Les représentants modernes d'*Avicennia* ne peuvent tolérer des conditions froides inférieures à -4°C (Cavanaugh et al., 2014) et sont généralement limités aux lignes de côtes sous climat chaud et humide. *Avicennia* est le seul élément de mangrove qui peut se développer en dehors des tropiques et sa limite de plus haute latitude aujourd'hui est la Nouvelle Zélande et l'Est de l'Australie (Quisthoudt et al., 2012) où les températures des mois les plus froids enregistrées sont de 12,7 °C, les températures moyennes de 15,6 °C, et les températures des mois les plus chauds de 18,8 °C (Fig. 6.7).

Les palmiers *Nypa* sont majoritairement trouvés aujourd'hui dans la zone équatoriale, 10°N-10°S, dans la biozone paleo-tropicale (Gee, 2001) (Fig. 6.7). La température minimale moyenne de la zone de croissance de *Nypa* est 20°C et le maximum 32-35 °C. Son climat optimum est subhumide à humide avec des précipitations supérieures à 100 mm par mois toute l'année.



**Figure 6.7.** A gauche : carte de répartition de différents éléments de mangrove actuelle (*Rhizophora*, *Avicennia* et *Nypa*). D'après Duke et al. (2002) ; Gee (2001). A droite localisation des occurrences d'éléments de mangrove en Arctique à l'Eocène inférieur (carte paléogéographique de Brinkhuis et al., 2006).

On a vu dans les Chapitres précédant que des marqueurs de mangrove sont reconnus sur les coupes du delta de Mackenzie, sur les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie. Cette mangrove est constituée d'*Avicennia* dans la plupart des observations et de *Nypa*, observés sur le forage Toapolok O-54 (quelques pollens retrouvés). La faible diversité floristique de cette mangrove indique qu'elle ne se développe pas dans les conditions optimales exigées par son écologie. Cependant, on enregistre des pollens de mangroves sur de relativement longues périodes (d'après l'étendue de l'occurrence des grains de pollen de mangrove sur les différents sites dans l'Eocène inférieur de la séquence de Taglu) ce qui signifie que cette mangrove bien que peu développée est pérenne.

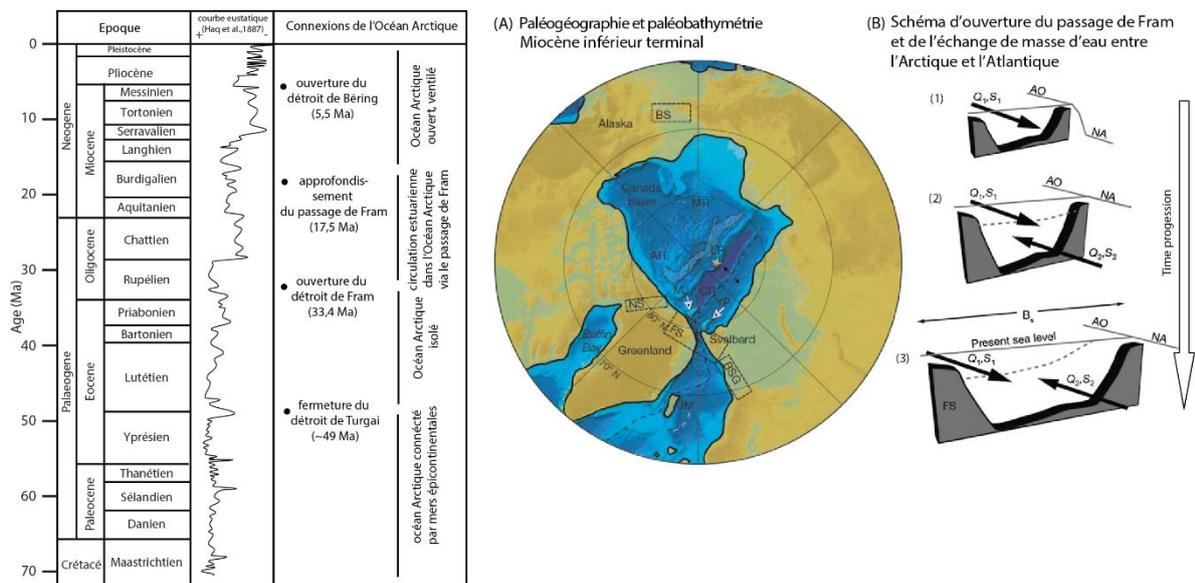
Des pollens de mangrove ont également été observés sur la marge sibérienne, dans les îles de Nouvelle Sibérie et sur le forage ACEX. Ceci signifie que l'installation de la mangrove en Arctique n'est pas un fait isolé à la marge laurentienne mais est un phénomène pan-Arctique. Dans les îles de Nouvelle Sibérie, la présence de mangrove est observée entre le PETM et l'ETM2 et sur la ride de Lomonosov juste au dessus de l'ETM2, antérieurement à la présence de mangrove sur la marge cadienne. On peut faire l'hypothèse que la mangrove se développe tout d'abord sur la marge sibérienne du fait de la proximité de la marge aux connexions de l'Océan Arctique avec la Téthys et les mers du Nord par rapport au Bassin de Beaufort ou Mackenzie. La colonisation de la mangrove sur la marge canadienne, plus tardive, met en évidence le développement progressif de la mangrove sur les zones péri-arctiques et peut indiquer l'existence d'un courant au sein du Bassin Arctique qui transporte les éléments de mangrove depuis la marge sibérienne. Ceci indique également que le climat est propice au développement de la mangrove avant l'EECO en Arctique.

Wolfe et al. (1972) ont observé des pollens de *Kandelia* (une espèce de palétuvier) sur la marge Sud de l'Alaska, vers 60°N, dans des séries datées de l'Eocène inférieur. *Kandelia* a également été observé au Japon, sur l'île de Hokkaido (Meyen, 1987). Cette espèce se retrouve aujourd'hui à Taiwan.

La présence de cette mangrove confirme l'existence de températures élevées en Arctique à l'Eocène inférieur. En effet, les reconstitutions de température très élevées en Arctique à partir des biomarqueurs moléculaires ont été discutées en termes de dérive vers les températures estivales, la présence de la mangrove est un indice supplémentaire de la validité de ces hautes températures. Malgré tout, il faut garder présent à l'esprit que l'écologie de la mangrove à cette époque a pu être différente de l'actuel.

### 4.3 Impact du climat et de la paléogéographie de l'Arctique sur l'évolution du climat mondial au Cénozoïque

La circulation océanique mondiale joue actuellement un rôle important dans le transfert de chaleur entre l'équateur et les pôles, notamment par son rôle dans la circulation thermohaline. Au Paléogène, l'Océan Arctique est confiné, les seules connexions avec les autres océans étant la mer de Norvège-Groenland et le passage de Turgai (O'Regan et al., 2011 ; Fig 6.8). Jusqu'à l'ouverture et l'approfondissement du détroit de Fram, l'impact de l'Océan Arctique sur la circulation océanique mondiale est donc limité. La circulation de l'Océan Arctique est alors considérée comme une circulation estuarienne de surface à l'instar de l'actuelle mer Noire. Cependant, comme discuté plus haut, le passage d'une configuration « greenhouse » à « icehouse » semble être un phénomène bipolaire. L'augmentation de la présence d'IRD dans l'enregistrement du forage ACEX est associée à une diminution importante des concentrations de CO<sub>2</sub> atmosphérique (Fig 6.6). La transition « greenhouse » - « icehouse » semble alors être liée fortement à un contrôle des concentrations en gaz à effet de serre (Moran et al., 2006) en plus d'un forçage tectonique (dont l'ouverture des passages de Drake et Tasmanie isolant l'Antarctique des apports de chaleur par les courants océaniques).



**Figure 6.8.** Timing des connexions de l'Océan Arctique avec l'océan mondiale ; A : Reconstitution de la paléogéographie au Miocène inférieur terminal du Bassin Arctique D'après Jakobsson et al., 2007 ; AR : Alpha Ridge ; BSG : Barents Sea Gateway ; BS : Bering Strait ; FS : Fram Strait ; GL : Garkkel Ridge ; LR : Lomonosov Ridge ; MR : Mendeleev Ridge ; illustration schématique de l'ouverture du passage de Fram et développement des hypothétiques échanges d'eau entre l'Océan Arctique et l'Océan Atlantique. AO : Arctique Ocean ; NA : North Atlantique. (1) passage étroit résultant à une circulation hydrologique unidirectionnelle depuis l'Arctique Q : flux ; S : salinité. (2) passage plus large et plus profond et développement d'un courant bi-directionnel en deux couches. Cette phase est analogue à la configuration actuelle de la mer Noire. 3) Le passage de Fram devient assez large pour que l'influence de la rotation de la Terre joue sur le flux dans le passage vers un courant bi-directionnel à deux couches. D'après Jakobsson et al., 2007.

### 4.3.1 Évènement Azolla, initiation du refroidissement

L'isolement du Bassin Arctique et les forts apports fluviaux d'eau douce ont permis le développement massif de la fougère d'eau douce *Azolla*. Cette forte production primaire dans un contexte de bassin isolé et stratifié a permis l'enfouissement d'une grande quantité de carbone organique et participé ainsi à diminuer le CO<sub>2</sub> atmosphérique. Dans ce contexte, les apports d'eau douce ont pu permettre la mise en place de glace de mer pendant l'hiver. Cette glace de mer, par augmentation de l'albédo a pu elle-même jouer un rôle dans l'initiation du refroidissement global dès l'Eocène moyen.

### 4.3.2 Ouverture du Bassin Arctique

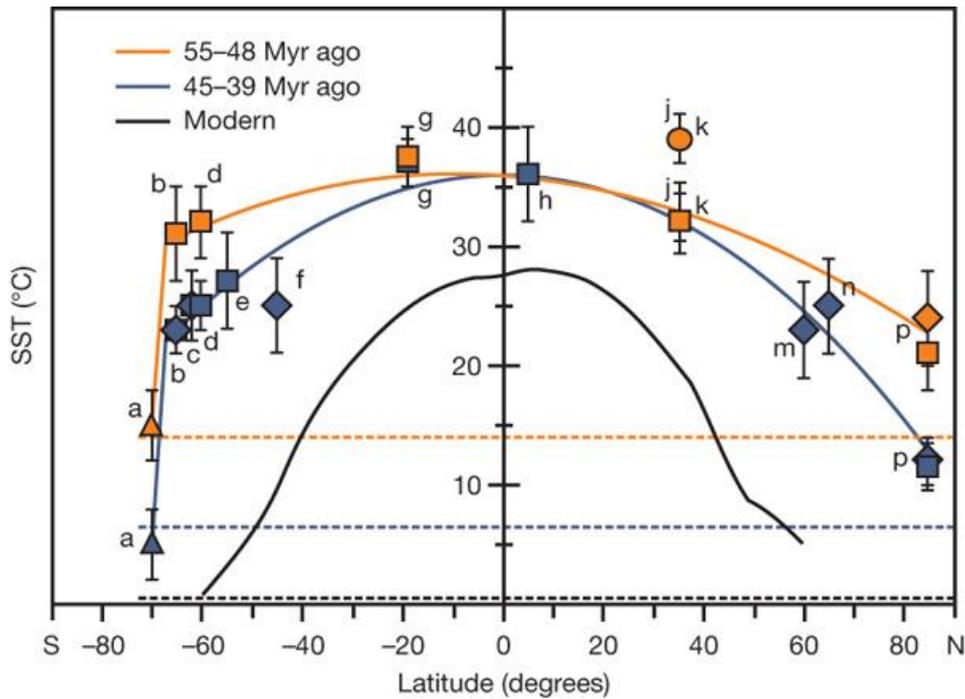
L'ouverture et la ventilation de l'Océan Arctique par le passage de Fram à partir de 17,5 Ma peut avoir impacté la chimie et la circulation de l'Atlantique Nord et peut-être l'océan global.

L'Océan Arctique isolé jusqu'à l'ouverture du passage de Fram peut représenter un réservoir de carbone organique dissout, analogue à la mer Noire actuelle. L'apport de ce carbone organique dissout dans l'Océan Atlantique peut avoir impacté la concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique (Hedges 1992). En effet la minéralisation de ce carbone organique dissout provoque un relargage de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère et un réchauffement. La ventilation du Bassin Arctique semble pouvoir être responsable de l'initiation de l'optimum climatique du Miocène moyen (17-15 Ma), (Backman et al., 2009).

La ventilation du Bassin Arctique peut également avoir perturbé voire inhibé le proto-courant méridional de retournement de l'Atlantique (AMOC) par un afflux d'eau douce dans l'Océan Atlantique. Un tel mécanisme d'apport d'eau douce dans l'Océan Atlantique est observé lors des événements de Heinrich par fonte d'iceberg. Il a été montré que l'évènement Heinrich 1 a entravé l'AMOC au cours du Pléistocène provoquant un réchauffement de l'Antarctique (Peltier et al., 2006).

### 4.3.3 Un gradient thermique très faible entre l'équateur et les pôles

Une des caractéristiques de la période Paléocène-Eocène est le très faible gradient thermique qui existe entre l'Équateur et les pôles d'après les modélisations climatiques (Fig. 6.9 ; Sloan et al., 1998, Huber et al., 2003). Ce faible gradient est un des points qui reste mystérieux concernant le climat au Paléogène. En effet les simulations des modèles climatiques ne permettent pas d'obtenir de si fortes températures aux pôles, notamment au pôle Nord, sans augmenter dans la même mesure les températures aux faibles latitudes. Plusieurs hypothèses ont été proposées telles qu'une augmentation de la pCO<sub>2</sub> et une augmentation des transferts de chaleurs vers les pôles. Cependant une augmentation de la concentration en gaz à effet de serre augmenterait également les températures des basses latitudes. Sluijs et al. (2006) concluent que des processus physiques qui ne sont pas encore incorporés dans les modèles doivent opérer en connexion avec des concentrations de gaz à effet de serre plus élevées. Une des hypothèses permettant l'établissement de températures élevées aux pôles sans augmentation drastique des températures aux faibles latitudes est l'existence d'une couche de nuage stratosphérique au-dessus de l'Arctique (Sloan et al., 1998). Ce phénomène permettrait un maintien des températures relativement élevées pendant les mois d'hiver. La création de nuages stratosphériques est favorisée par une forte concentration de méthane dans la stratosphère. D'après Cao et al. (1998) les zones humides sous climat chaud et humide ont un fort potentiel de production de méthane. D'après nos analyses et les études réalisées sur la flore de l'Arctique à l'Eocène, la végétation est dominée par une forêt subtropicale humide et pourrait donc avoir contribué à la formation de méthane.



**Figure 6.9.** Gradient de température de surface latitudinal à l'Éocène inférieur et moyen. Les triangles représentent les valeurs de  $^{18}\text{O}$  de coquilles de bivalves, les carrés les valeurs de  $\text{TEX}_{86}$ , les losanges les valeurs de  $U^{k_{37}}$ . Les données ont été réalisées sur l'île de Seymour (a), le plateau est Tasmanie (b), le site DSDP 277 (c), la Nouvelle Zélande (d), le site DSDP511, le site ODP 1090 (f), la Tanzanie (g), le site ODP 925 (h), le New Jersey (j, k, le cercle représente le pic de température du PETM), le site ODP 336 (m), le site ODP 913 (n) et l'Océan Arctique (p), (d'après Bijl et al., 2009).

#### .4.4 Une grande variabilité spatiale et temporelle des réponses aux événements hyperthermiques

Les enregistrements du PETM en Arctique, dont nous avons discutés dans ce Chapitre diffèrent dans leur réponse de celle des minéraux argileux. On a vu sur la coupe Coal Mine une association du PETM avec une augmentation de proportions de kaolinite puis de smectite. Une telle association est également retrouvée sur le forage ACEX et au Spitzberg (Harding et al., 2011). En revanche sur les îles de Nouvelle Sibérie, le PETM est associé à une augmentation des proportions de kaolinite. De même sur le forage Adlartok P-09. Pour ce forage, l'absence de smectite est peut-être en lien avec une remobilisation des particules les plus fines comme discuté dans le Chapitre 5. Dans la région Arctique de nombreux proxys indiquent l'existence de fortes températures et d'une forte humidité. Les variations entre smectite et kaolinite reflètent une différence de humidité locale (l'alternance de périodes sèches/humides ou non) résultant à la formation de différents minéraux argileux ou à l'érosion de profils d'altération plus anciens.

Une telle variabilité dans l'enregistrement du PETM n'est pas réservée à l'Arctique. Les événements hyperthermiques de l'Éocène et particulièrement le PETM ont été largement étudiés sur de nombreux sites sur l'ensemble du globe. Ce dernier est caractérisé par une excursion négative des isotopes du carbone, critère global qui se retrouve à la fois en milieu marin et

continental (McInerney et Wing, 2011). L'enregistrement de l'évènement n'indique pas toujours les mêmes caractéristiques du climat. Dans beaucoup d'études, le PETM est considéré représenter le développement d'un climat chaud et humide et une altération importante (Gibson et al., 1993 ; Clechenko et al. 2007). Ceci est retrouvé en Amérique du Nord, sur la marge continentale du New Jersey (Gibson et al., 1993, 2000 ; John et al., 2008), dans les mers du Nord (Knox, 1996), dans le Nord de l'Espagne (Gawenda et al., 1999), en Antarctique (Robert et Kennett, 1994). Une altération accrue est également observée en Nouvelle Zélande où les apports continentaux augmentent en réponse à un climat chaud et humide (Crouch et al., 2003 ; Crouch et Brinkhuis, 2005).

Du Paléocène terminal à l'Éocène inférieur les différents sites autour de la Téthys sont marqués par des différences d'assemblages argileux entre des sites situés à des latitudes proches. Par exemple, l'Europe du Nord-Ouest semble enregistrer un climat chaud et humide à saisonnalité contrastée alors qu'au Sud-Ouest de l'Europe et au Nord de l'Afrique se développe une augmentation de l'aridité et une forte évaporation. En Angleterre, en Normandie et dans le Bassin de Paris, le PETM est caractérisé par une saisonnalité contrastée indiquée par les données palynologiques, géochimiques, minéralogiques et les dépôts de calcrètes (Collinson, 2009 ; Storme et al., 2012 ; Garel et al., 2013 ; Garel et al., 2014). En Espagne, au Nord de la Tunisie et en Egypte, le PETM est caractérisé par des conditions chaudes et humides dans lesquelles se développent des kaolinites et des smectites (Bolle et Adatte., 2001). Au cours de l'Éocène inférieur des augmentations de sépiolite et palygorskite sont observées au Sud de la Tunisie (Bolle et al., 1999), au Sud de l'Espagne (Lu et al., 1998 ; Adatte et al., 2000) et en Israël (Bolle et al., 1999). Cette augmentation d'argiles fibreuses est associée à une augmentation des proportions de smectite dans plusieurs localités, indiquant également une diminution de l'humidité. Une aridité est également mise en évidence en Italie (Tipple et al., 2011). En Europe du Nord-Ouest et au Nord-Est de la Téthys, la mise en place d'un climat subtropical et l'augmentation des proportions de kaolinite se fait à l'Éocène inférieur.

En Nouvelle Zélande, Handley et al. (2011) mettent en évidence des conditions arides au Paléocène terminal qui deviennent de plus en plus humides au PETM. Crouch et al. (2003) mettent en évidence une forte augmentation des apports terrigènes dans le bassin et donc une augmentation de l'altération.

Enfin en Amérique du Nord, l'enregistrement des conditions climatiques dans le Wyoming, le Bassin de Bighorn et le Bassin de Williston met en évidence deux phases dans l'enregistrement du PETM, une première phase caractérisée par un climat sec et une alternance de cycle humide/sec durant le PETM puis une deuxième phase associée à une augmentation de l'humidité juste après le PETM (Wing et al., 2005 ; Kraus et al., 2007).

Il y a donc un décalage temporel dans la mise en place d'un climat subtropical localement associé à de fortes proportions de kaolinite dans le cortège argileux entre différentes localités. Le caractère globalement chaud et humide du PETM est modulé par des variations climatiques locales notamment des précipitations. Une telle variabilité dans les précipitations peut être due à la distance entre le site étudié et la source des précipitations. On peut également penser que des obstacles, tels des reliefs peuvent avoir joué sur la répartition des précipitations en créant une barrière topographique. Par exemple, l'Himalaya module la mise en place d'un climat de mousson en Asie du Sud et est donc responsable de variations de répartition des précipitations.



# **CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES**

## Conclusion

---

L'étude multi proxys des différents sites du delta du Mackenzie et de la mer de Beaufort-Mackenzie menée dans ces travaux de thèse, ont permis de caractériser les enregistrements paléoclimatiques et paléoenvironnementaux au cours du Paléogène dans le domaine Arctique et notamment le long de la marge canadienne. L'ensemble des résultats et leur interprétation a permis de confirmer l'existence d'un climat chaud et humide en Arctique au cours du Paléogène caractérisé par une forêt subtropicale humide dont l'analogue actuel se situe en Asie du Sud-Est (Schubert et al., 2012). Dans le détail, l'étude des différents sites permet de proposer plusieurs conclusions sur l'évolution de l'Arctique au cours du Paléogène :

- Les environnements de dépôts dans le delta de Beaufort-Mackenzie et les îles de Nouvelle Sibérie correspondent à une plaine deltaïque et un environnement de plaine côtière (Suan et al., en révision) comprenant de marécages, dans lesquels se développent des niveaux de lignite fréquents.
- L'étude des cortèges argileux, avec notamment des proportions importantes de kaolinite, a permis de mettre en évidence un climat chaud et humide à la fois sur la marge canadienne et sibérienne. Le régime des précipitations était probablement différent entre les deux marges : 1) une alternance entre des périodes humides et sèches sur la marge canadienne, notamment après le PETM, contribuant à de fortes proportions de smectite, 2) des conditions d'humidité plus persistante sur la marge sibérienne se traduisant par l'absence de smectite dans les cortèges argileux. Les plaines côtières sont sur les deux marges entourées d'une forêt subtropicale humide à feuille persistante et situées à proximité de reliefs comprenant une forêt de climat tempéré-froid.
- La smectite est présente sur les forages proximaux de la mer de Beaufort-Mackenzie et sur les coupes du delta de Mackenzie mais ne se retrouve pas sur les forages plus distaux. Cette smectite formée sur le continent est donc probablement remobilisée, peut-être par un courant transverse. Il y a donc une modulation du signal argileux par des processus hydrodynamiques.
- Dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, l'interaction entre le climat humide et la surrection des reliefs produit une forte érosion au cours du Paléocène et de l'Éocène qui semble contrôler la progradation du delta durant l'Éocène inférieur.
- L'accumulation de carbone organique est la plus forte dans les environnements marécageux de plaine deltaïque où des niveaux de lignite se développent. Les valeurs de COT diminuent vers le large où elles atteignent en moyenne 1 %. Une telle distribution de valeurs de COT dans un delta n'est pas étonnante et se retrouve par exemple dans le delta tropical de Mahakam actuellement (Hardy et Wrenn, 2009). La répartition des différents types de particules de matière organique continentale semble suivre une tendance depuis les environnements proximaux de plaine deltaïque vers le large. Les particules opaques, de petite taille, sont plus abondantes dans les environnements plus distaux. Les phytoclastes translucides, bien que plus abondants dans les environnements proximaux que distaux, représentent tout de même une part

importante de la matière organique dans les environnements distaux. De la matière organique relativement « fraîche » est donc transportée dans les environnements de front de delta distaux/prodelta. Cette répartition des particules de matière organique est observée dans le delta du Nile (El Nady et al., 2015).

- Malgré sa position polaire, le Bassin Arctique enregistre les événements hyperthermaux au cours du Paléogène. Le PETM ainsi que l'ETM2 sont notamment reconnus sur les sites du Bassin de Beaufort-Mackenzie, les îles de Nouvelle Sibérie et la ride de Lomonosov. La réponse de l'Océan Arctique aux événements hyperthermaux ne semble donc pas découplée de celle de l'océan mondial.
- Lors du PETM, l'enregistrement minéralogique du cortège argileux est différent d'un site à l'autre dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, en Sibérie, et sur la ride de Lomonosov. Il est parfois dominé par la kaolinite (îles de Nouvelle Sibérie), la smectite (ride de Lomonosov) ou la succession d'une importante proportion de kaolinite suivi par une forte augmentation des proportions de smectite (CoMi). Sur les sites étudiés, ces minéraux sont associés à des grains de pollen d'éléments mégathermes et méga-mésothermes dominant les diagrammes polliniques. Ces assemblages étant caractéristiques d'un climat chaud. La différence entre les enregistrements des minéraux argileux correspond alors à des variations de transport des minéraux argileux ou des variations locales de répartition des précipitations au cours de l'année. Une telle variabilité a déjà été mise en évidence par Bolle et Adatte (2001) en Europe.
- L'optimum climatique de l'EEO est caractérisé par la mise en place d'un environnement de mangroves sur la marge canadienne. Sur la marge sibérienne la mangrove s'installe plus tôt, entre le PETM et l'ETM2 et sur la ride de Lomonosov quelques grains de pollen de mangrove sont retrouvés au-dessus de l'ETM2. Cette mangrove pan-Arctique indique donc un climat relativement égal sur l'ensemble du Bassin Arctique à l'Eocène inférieur. Ceci est confirmé par les différentes études menées sur les zones péri-arctiques qui estiment une température moyenne de l'ordre de 13-15°C (Greenwood et al., 2010) au cours de l'Eocène inférieur et la reconstitution d'un environnement de forêt subtropicale humide. L'existence de mangrove et son extension pan-arctique suggère l'existence d'une circulation océanique dans le bassin dès cette période. Cette circulation aurait ainsi permis la migration des espèces végétales de mangrove jusqu'au Bassin Arctique et la répartition de celles-ci dans le bassin. Une telle circulation pourrait se rapprocher des actuels gyres de Beaufort et dérive transpolaire.
- Mise à part sur les coupes CaH1 et CaH2 du delta de Mackenzie entre lesquelles les proportions de kaolinite deviennent beaucoup plus importantes (20% pour CaH1, 50% pour CaH2), l'optimum climatique de l'EEO n'est pas marqué par un changement important du cortège argileux sur les forages de la mer de Beaufort-Mackenzie. Il semble que la smectite devient plus abondante après le PETM, marquant un forte saisonnalité, puis diminue au cours de l'Eocène moyen-inférieur. La kaolinite reste tout de même importante sur l'intervalle Eocène inférieur.
- L'Océan Arctique participe à l'évolution du climat mondial au cours du Cénozoïque. En effet, le quasi isolement du bassin et l'intense cycle hydrologique qui apporte de grandes quantités d'eau douce et de nutriments dans le bassin semblent avoir joué un rôle dans la séquestration de CO<sub>2</sub> atmosphérique. Ces caractéristiques permettent en effet l'augmentation de la productivité primaire, le développement de conditions

euxiniques en profondeur dans le bassin et le stockage de matière organique. L'évènement *Azolla* (49 Ma, Brinkhuis et al., 2006) enregistré sur de nombreux sites autour de l'Arctique, notamment dans le delta du Mackenzie, a probablement participé au stockage d'une grande quantité de CO<sub>2</sub> atmosphérique et à l'initiation du refroidissement. Ce stockage de carbone et l'apport d'eau douce dans le Bassin Arctique semble avoir joué un rôle dans l'initiation du refroidissement mondial par mise en place de glace de mer dès l'Eocène inférieur. Les premières traces de débris transportés par la glace (IRD) remontent en effet à 46,3 Ma (St John, 2008).

- Dans le Bassin de Beaufort-Mackenzie, en dehors de l'apparition et disparition des éléments mégathermes qui semblent restreint à l'EECO, la composition de la flore est relativement constante au cours de l'Eocène, dominée par des éléments mégamésothermes et mésothermes. L'initiation du refroidissement marquée par l'apparition de glaces de mer éphémères à 46 Ma ne semble pas affecter la flore canadienne avant l'Oligocène. Sur la marge canadienne, aucune trace d'IRD n'est identifiée au cours de l'Eocène contrairement à la ride de Lomonosov et la marge est du Groenland. De plus les débris transportés par la glace jusqu'à la ride de Lomonosov ont pour origine le continent Russe d'après les études minéralogiques de Krylov et al., (2001). On peut alors proposer un développement des glaces de mer préférentiellement dans le Bassin Eurasien et non dans le Bassin Canadien durant l'Eocène.
- L'existence d'un climat subtropical en Arctique et la comparaison avec les reconstitutions climatiques des basses latitudes implique un faible gradient thermique latitudinal à l'Eocène. Un tel gradient latitudinal n'est pas modélisé par les modèles climatiques (Sloan et al., 1998). Une des hypothèses pouvant expliquer l'existence de fortes températures aux hautes latitudes sans augmenter la pCO<sub>2</sub> qui augmenterait de la même amplitude les températures à l'équateur, est la présence de nuage stratosphérique. La mise en place d'environnements humides de marécages ou mangroves sous un climat chaud, tels que ceux reconstitués pour l'Eocène en Arctique, semble favoriser la production de méthane. Ce phénomène peut impacter la formation de nuages stratosphériques permettant l'augmentation des températures en Arctique.

Ces recherches doctorales apportent de nouvelles données concernant la reconstitution des paléoenvironnements et paléoclimats du Paléogène en Arctique. Les résultats constituent un apport à la compréhension du climat aux hautes latitudes au cours notamment de l'optimum climatique du Cénozoïque. Ces résultats et les discussions associées contribuent à étoffer les bases de données sur la période du Paléogène aux hautes latitudes, qui sont nécessaires pour l'amélioration des modèles de reconstitutions climatiques et d'évolution du climat dans le contexte actuel.

## Perspectives

---

La caractérisation du climat au Paléocène et Eocène sur les sites de la mer de Beaufort-Mackenzie et du delta du Mackenzie indique un climat chaud et humide avec alternance de périodes sèches et humides d'après la présence de smectite. Des analyses complémentaires, notamment sur les isotopes du deutérium et de l'azote pourraient permettre de préciser les variations de précipitations au cours du temps et peut-être apporter de nouvelles hypothèses sur la variation du cortège argileux entre les différents sites d'étude. En effet les isotopes de l'azote de la matière organique peuvent indiquer des conditions plus sèches ou plus humides (Tramoy et al., 2016). Les valeurs des isotopes du deutérium des *n*-alcanes de la cire de végétaux supérieurs sont influencées par la composition des eaux météoriques qui est affectée par la source d'humidité, la température et le taux de précipitation entre autre (Garel et al., 2013).

De manière générale, un échantillonnage à plus haute résolution pour les proxys étudiés sur l'intervalle Paléocène-Eocène dans le Bassin Canadien permettrait de caractériser l'évolution du climat de façon continue et plus précise. Ceci permettrait de confirmer les résultats obtenus dans ces travaux de thèse et d'affiner les reconstitutions de l'évolution paléoclimatique du Bassin Canadien et du Bassin Arctique. Un forage plus distal et moins affecté par les apports détritiques permettrait, par exemple, d'avoir un signal plus représentatif du bassin dans son ensemble.

Dans la perspective de comprendre l'évolution du climat en Arctique et particulièrement le passage entre une configuration « greenhouse » et « icehouse », il serait intéressant d'avoir accès à un enregistrement recouvrant la période Eocène supérieur-Oligocène avec une résolution équivalente au forage ACEX.

Des indices de mangroves ont été mis en évidence pour la première fois en Arctique. Ces éléments apportent des contraintes supplémentaires aux reconstitutions paléoclimatiques. De nouvelles études pourraient permettre une meilleure compréhension de l'écologie des éléments de mangroves au Paléogène et ainsi améliorer les reconstitutions de températures et environnements. Ceci pourrait également contribuer à l'amélioration des modélisations paléoclimatiques en termes de circulation océanique et répartition des températures.



# **BIBLIOGRAPHIE**

- Agnini, C., Macri, P., Backman, J., Brinkhuis, H., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Rio, D., Sluijs, A., Speranza, F., 2009. An early Eocene carbon cycle perturbation at ~52.5 Ma in the Southern Alps: Chronology and biotic response. *Paleoceanography*, 24, PA2209.
- Adatte, T., Bolle, M.P., de Kaenel, E., Gawenda, P., Winkler, W., Von Salis, K., 2000. Climatic evolution from Paleocene to earliest Eocene inferred from clay mineral: a transect from northern Spain (Zumaia) to southern (Spain, Tunisia) and southeastern Tethys margins (Israel, Negev). *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 112, 768.
- Akhmetiev, M.A., Beniamovski, V. N., 2009. Paleogene floral assemblages around epicontinental seas and straits in Northern Central Eurasia: proxies for climatic and paleogeographic evolution. *Geologica Acta*, 7 (1-2), 2976309.
- Allen, G.P., Laurier, D., 1979. Etude sédimentologique du delta de la Mahakam (No. 15). *Compagnie française des pétroles*.
- Andreasson, F.P., Schmitz, B., 1996. Winter and summer temperatures of the early middle Eocene of France from *Turritella* <sup>18</sup>O profiles. *Geology*, 24 (12), 106761070.
- Andreasson, F.P., Schmitz, B., 2000. Temperature seasonality in the early middle Eocene North Atlantic region: Evidence from stable isotope profiles of marine gastropod shells. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (4), 6286640.
- Aubry, M.P., Berggren, W.A., Van Couvering, J.A., Ali, J., Brinkhuis, H., Cramer, B. S., Kent, D.V., Swisher, C.C., Dupuis, C., Gingerich, P.D., Heilmann-Clausen, C., King, C., Ward, D.J., Knox, R.W.O.B., Ouda, K., Stott, L.D., Thiry, M., 2003. Chronostratigraphic terminology at the Paleocene/Eocene boundary. In: *Causes and consequences of globally warm climates in the early Paleogene* (Ed. by Wing, S.L., Gingerich, P.D., Schmitz, B., Thomas, E.), *GSA Special Papers* 369, 5516566.
- Aubry, M.P., Ouda, K., Dupuis, C., Berggren, W.A., Van Couvering, J.A., Ali, J., Ward, D.R., 2007. The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes*, 30 (4), 2716286.
- Axelrod, D.I., 1984. An interpretation of Cretaceous and Tertiary biota in polar regions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 45, 1056147.
- Aziz, H.A., Hilgen, F.J., van Luijk, G.M., Sluijs, A., Kraus, M.J., Pares, J.M., Gingerich, P.D., 2008. Astronomical climate control on paleosol stacking patterns in the upper Paleocene/lower Eocene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Geology*, 36, 5316534.
- Backman, J., Maron, K., 2009. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis. *Central European journal of geoscience*, 1, 1576175.
- Backman, J., Moran, K., McInroy, D., and the IODP Expedition 302 Scientists, 2005. IODP Expedition 302, Arctic Coring Expedition (ACEX): A First Look at the Cenozoic Paleoceanography of the Central Arctic Ocean. *Scientific Drilling, Number 1*, 12617.
- Backman, J., Moran, K., McInroy, D.B., Mayer, L.A., the Expedition 302 Scientists, 2006. *Proc. IODP, 302: Edinburgh* (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), 22 p.
- Backman, J., Jakobsson, M., Frank, M., Sangiorgi, F., Brinkhuis, H., Stickley, C., O'Regan, M., Løvlie, R., Pälike, H., Spofforth, D., Gattaceca, J., Moran, K., King, J., Heil, C., 2008. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*, 23, PA1S03.
- Bailey, A.M., Roberts, H.H., Blackson, J.H., 1994. Diagenetic mineral formation in sediments of the Mississippi River delta plain. *Mineralogical Magazine*, 58 (A), 38639.
- Barke, J., van der Burgh, J., van Konijnenburg-van Cittert, J. H., Collinson, M. E., Pearce, M. A., Bujak, J., Heilmann-Clausen, C., Speelman, E.N., van Kempen, M.M.L., Reichart, G-J., Lotter, A.F., Brinkhuis, H., 2012. Coeval Eocene blooms of the freshwater fern *Azolla* in and around Arctic and Nordic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337, 1086119.
- Barker, P.F., Thomas, E., 2004. Origin, signature and palaeoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth-Science Reviews*, 66(1), 1436162.
- Basinger, J.F., Greenwood, D.R., Sweda, T., 1994. Early Tertiary vegetation of Arctic Canada and its relevance to paleoclimatic interpretation. In: *Cenozoic plants and climates of the Arctic* (Ed. by Boulter, M.C., Fisher, H.C.), *Springer Berlin Heidelberg, NATO ASI Series 27*, 175 6198.

- Batten, D.J., 1996. Chapter 26A. Palynofacies and paleoenvironmental interpretation. In: *Palynology: Principles and Applications* (Ed. by Jansonius, J., McGregor, D.C.), American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. 101161064.
- Baudin, F., Tribouvillard, N., Trichet, J., 2007. *Géologie de la matière organique*. (Ed. by Vuibert), Société Géologique de France, 263 p.
- Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H. D. B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. *Oil & Gas Science and Technology*, 56 (2), 1116134.
- Behling, H., Cohen, M. C. L., and Lara, R. J., 2001, Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167(364), 2256242.
- Bice, K.L., Arthur, M.A., Marincovich Jr., L., 1996. Late Paleocene Arctic Ocean shallow marine temperatures from mollusc stable isotopes. *Paleoceanography* 11, 2416249.
- Bice, K.L., Scotese, C.R., Seidov, D., Barron, E.J., 2000. Quantifying the role of geographic change in Cenozoic ocean heat transport using uncoupled atmosphere and ocean models. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161(3), 2956310
- Bigot-Buschendorf, M., 2015. Evolution thermo-cinématique et géodynamique du Brooks Range et du North Slope (Alaska-Canada). Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Bijl, P. K., Schouten, S., Sluijs, A., Reichert, G. J., Zachos, J. C., Brinkhuis, H., 2009. Early Palaeogene temperature evolution of the southwest Pacific Ocean. *Nature*, 461, 7766779.
- Blakey, R., 2006. *Global paleogeographic views of earth history: Late Precambrian to Recent*.
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L., 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography*, 24, 2, PA2207.
- Bolle, M.P., Adatte, T., 2001. Palaeocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: clay mineral evidence. *Clay Minerals*, 36, 2496261.
- Bolle, M.P., Adatte, T., Keller, G., Von Salis, K., Burns, S., 1999. The Paleocene-Eocene transition in the Southern Tethys (Tunisia): Climatic and environmental fluctuations. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 170, 6616680.
- Bordenave, M.L., 1993. The sedimentation of organic matter. *Applied Petroleum Geochemistry*, Éditions Technip, Paris, 15676.
- Boucsein, B., Stein, R., 2009. Black shale formation in the late Paleocene/early Eocene Arctic Ocean and paleoenvironmental conditions: New results from a detailed organic petrological study. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 4166426.
- Bougeois, L., De Rafélis, M., Reichert, G. J., De Nooijer, L. J., Nicollin, F., Dupont-Nivet, G., 2014. A high resolution study of trace elements and stable isotopes in oyster shells to estimate Central Asian Middle Eocene seasonality. *Chemical Geology*, 363, 2006212.
- Boulter, M.C., 1986. Pollen and spore events from the marine Tertiary of North Europe. *J. Micropalaeontol*, 5, 75684.
- Boulter M.C., Manum, S.B., 1997. A lost continent in a temperate Arctic. *Endeavour* Vol. 21(3).
- Bowen, G., Koch, P., Gingerich, P., Norris, R., Bains, S., Corfield, R., 2001. Refined isotope stratigraphy across the continental Paleocene-Eocene boundary on Polecat Bench in the northern Bighorn Basin. In: *Paleocene-Eocene Stratigraphy and Biotic Change in the Bighorn and Clarks Fork Basins* (Ed. by Gingerich, P.), Wyoming, Pap. On Paleontol., 33, 73688.
- Bowen, G.J., Bralower, T.J., Delaney, M.L., Dickens, G.R., Kelly, D.C., and other, 2006. Eocene hyperthermal event offers insight into greenhouse warming. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 87, 165669.
- Bragg, W.H., Bragg, W.L., 1913. The reflection of X-rays by crystals. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 88(605), 4286 2438.
- Bréhéret, J.G., Brumsack, H.J., 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology*, 130, 2056 228.
- Brideaux, W.W., Fisher, M.J., 1976. Upper Jurassic-Lower Cretaceous dinoflagellate assemblages from Arctic Canada.
- Brideaux, W.W., Myhr, D.W., 1976. Lithostratigraphy and dinoflagellate cyst succession in the Gulf Mobil Parsons N-10 well, District of Mackenzie. *Geological Survey of Canada Paper*, 2356249.

- Brinkhuis, H., Schouten, S., Collinson, M. E., Sluijs, A., Damsté, J. S. S., Dickens, G. R., Moran, K., 2006. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean. *Nature*, 441 (7093), 6066609.
- Brumsack, H.J., 1989. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau*, 78, 8516882.
- Bujak, J.P., 2012. Personal communication.
- Bujak, J.P., Brinkhuis, H. 1998. Global warming and dinocyst changes across the Paleocene/Eocene Epoch boundary. In: *Late Paleocene to Early Eocene Biotic and Climatic Events in the Marine and Terrestrial Records* (Ed. by Aubry, M.P., Lucas, S.G., Berggren, W.A.), Columbia University Press, New York, p. 2776295.
- Bujak, J.P., Davies, E.H., 1983. Modern and fossil Peridiniinae. *A.A.S.P. Contrib. Ser.*, 13, 203 p.
- Bujak, J.P., Mudge, D., 1994. A high-resolution North Sea Eocene dinocyst zonation. *Journal of the Geological Society*, 151, 4496462.
- Cabaniss, S.E., Madey, G., Leff, L., Maurice, P.A., Wetzel, R., 2005. A stochastic model for the synthesis and degradation of natural organic matter. Part I. Data structures and reaction kinetics. *Biogeochemistry*, 76, 3196347.
- Calvert, S.E., Pedersen, T. F., 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine geology*, 113, 67688.
- Cao, M., Gregson, K., Marshall, S., 1998. Global methane emission from wetlands and its sensitivity to climate change. *Atmospheric environment*, 32(19), 329363299.
- Cavanaugh, K.C., Kellner, J.R., Forde, A.J., Gruner, D.S., Parker, J.D., Rodriguez, W., Feller, I.C., 2014. Poleward expansion of mangroves is a threshold response to decreased frequency of extreme cold events. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(2), 7236727.
- Chamney, T.P., 1971. Tertiary and Cretaceous biostratigraphic divisions in the Reindeer D-27 borehole, Mackenzie River delta. Department of Energy, Mines and Resources.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer Science and Business Media. 623p.
- Chapman, V. J., 1976. *Mangrove Vegetation*. Cramer, Vaduz, 447p.
- Chen, Z., Ding, Z., Yang, S., Zhang, C., Wang, X., 2016. Increased precipitation and weathering across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in central China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(6), 228662297.
- Clechenko, E.R., Kelly, D.C., Harrington, G.J., Stiles, C.A., 2007. Terrestrial records of a regional weathering profile at the Paleocene-Eocene boundary in the Williston Basin of North Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 4286442.
- Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Fornaciari, E., Jovane, L., Sprovieri, M., 2010. The Dan-C2 hyperthermal event at Gubbio (Italy): Global implications, environmental effects, and cause(s). *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 2986305.
- Coleman, J.M., Prior, D.B., 1982. Deltaic environments of deposition.
- Collinson, M. E., 2002. The ecology of Cainozoic ferns. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119 (1), 51668.
- Collinson, M. E., Barke, J., van der Burgh, J., van Konijnenburg-van Cittert, J.H., 2009. A new species of the freshwater fern *Azolla* (Azollaceae) from the Eocene Arctic Ocean. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 155 (1), 1614.
- Cour, P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et retombées polliniques: Etude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface des sols. *Pollen et spores*, 16, 1036141.
- Courtois, C., Chamley, H., 1978. Terres rares et minéraux argileux dans le Crétacé et le Cénozoïque de la marge atlantique orientale. *CR Acad. Sci. Paris*, 286, 6716674.
- Cramer, B., Aubry, M.P., Miller, K., Olsson, R., Wright, J., Kent, D., 1999. An exceptional chronologic, isotopic, and clay mineralogic record of the latest Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ, ODP 174AX. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 170, 8836897.
- Cramer, B. S., Wright, J. D., Kent, D. V., Aubry, M.P., 2003. Orbital climate forcing of  $^{13}\text{C}$  excursions in the late Paleocene-early Eocene (chrons C<sub>24n</sub>-C<sub>25n</sub>). *Paleoceanography*, 18, 1097.
- Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E., Miller, K.G., 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography*, 24(4).
- Crouch, E.M., Brinkhuis, H., 2005. Environmental change across the Paleocene to Eocene transition from eastern New Zealand: a marine palynological approach. *Mar. Micropaleontol.*, 56, 1386160.

- Crouch, E.M., Heilmann-Clausen, C., Brinkhuis, H., Morgans, H.E.G., Rogers, K.M., Egger, H., Schmitz, B., 2001. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene Thermal Maximum. *Geology*, 29, 3156318.
- Crouch, E.M., Dickens, G.R., Brinkhuis, H., Aubry, M.P., Hollis, C.J., Rogers, K.M., Visscher, H., 2003. The Apectodinium acme and terrestrial discharge during the Paleocene-Eocene thermal maximum: new palynological, geochemical and calcareous nannoplankton observations at Tawanui, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194 (4), 3876403.
- Damassa, S.P., Goodman, D.K., Kidson, E.J., Williams, G.L., 1990. Correlation of Paleogene dinoflagellate assemblages to standard nanofossil zonation in North Atlantic DSDP sites. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65 (1-4), 3316339.
- Darby, D.A., 2014. Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the middle Eocene. *Nature Geoscience*, 7(3), 2106213.
- DeConto, R.M., Galeotti, S., Pagani, M., Tracy, D., Schaefer, K., Zhang, T., Beerling, D.J., 2012. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost. *Nature*, 484 (7392), 87691.
- Deconinck, J.F., Brigaud, B., Pellenard, P., 2016. *Péetrographie et environnements sédimentaires: Cours et exercices corrigés*. Dunod. 384 p.
- Dickens, G., McNeil, J., Rea, D., Owen, R., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene, *Paleoceanography*, 10, 9656971.
- Dickens, G.R., Fewless, T., Thomas, E., Bralower T.J., 2003. Excess barite accumulation during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Massive input of dissolved barium from seafloor gas hydrate reservoirs. *Special Papers-Geological Society of America*, 11624.
- Dietrich, J.R., Dixon, J., McNeil, D.H., 1985. Sequence analysis and nomenclature of Upper Cretaceous to Holocene strata in the Beaufort-Mackenzie Basin. In: *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A*, 6136628.
- Dill, H.G., Berner, Z., Kaufholt, S., Weber, B., Metz, U., 2013. Facies-related baryte mineralization bearing Cu-Zn sulfides in Miocene estuarine deposits of the upper Rhein Graben (Wetterau, Central Germany). *Sedimentary Geology*, 296, 55671.
- Dixon, J., 1986. Cretaceous to Pleistocene stratigraphy and paleogeography, northern Yukon and northwestern District of Mackenzie. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 34 (1), 49670.
- Dixon, J., 1992. A review of Cretaceous and Tertiary stratigraphy in the northern Yukon and adjacent Northwest Territories. *Geological Survey of Canada, Ottawa, Canada, Paper 92-9*.
- Dixon, J., 1996. *Geological Atlas of the Beaufort-Mackenzie Area*. Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report, 59, 173 p.
- Dixon, J., Dietrich, J.R., McNeil, D.H., McIntyre, D.J., Snowdon, L.R., Brooks, P., 1985. Geology, biostratigraphy and organic geochemistry of Jurassic to Pleistocene strata, Beaufort-Mackenzie area, northwest Canada. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Course Notes*, 30p.
- Dixon, J., Morrell, G.R., Dietrich, J.R., Taylor, G.C., Procter, R.M., Conn, R.F., Dallaire, S.M., Christie, J.A., 1994. Petroleum resources of the Mackenzie Delta and Beaufort Sea, *Geological Survey of Canada*, 474, 52 p.
- Dixon, J., Dietrich, J.R., Lane, L.S., McNeil, D.H., 2008. Geology of the Late Cretaceous to Cenozoic Beaufort-Mackenzie Basin, Canada. *Sedimentary Basins of the World*, 5, 5516572.
- Doerenkamp, A., Jardine, S., Moreau, P., 1976. Cretaceous and Tertiary palynomorph assemblages from Banks Island and adjacent areas (N.W.T.). *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 24, 3726 417.
- Duke, N.C., Zuleika, S., Pinzon, M., 1992. Aging Rhizophora seedlings from leaf scar nodes: a technique for studying recruitment and growth in mangrove forests. *Biotropica*, 1736186.
- Duke, N.C., Benzie, J.A., Goodall, J.A., Ballment, E.R., 1998. Genetic structure and evolution of species in the mangrove genus *Avicennia* (Avicenniaceae) in the Indo-West Pacific. *Evolution*, 16126 1626.
- Duke, N.C., Lo, E., Sun, M., 2002. Global distribution and genetic discontinuities of mangroves emerging patterns in the evolution of *Rhizophora*. *Trees*, 16(2-3), 65679.
- Dymond, J., Suess, E., Lyle, M., 1992. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7(2), 1636181.

- Eberle, J. J., Fricke, H.C., Humphrey, J.D., Hackett, L., Newbrey, M.G., Hutchison, J.H., 2010. Seasonal variability in Arctic temperatures during early Eocene time. *Earth and Planetary Science Letters*, 296 (3), 481-486.
- El Nady, M.M., Hammad, M.M., Awad, S.A., Atawy, S.A., Ali, M.D., 2015. Organic Geochemical and Palynofacies Studies: Insights into Paleo-environments and Paleo-climatic Changes of the Miocene Sediments in the East Nile Delta, Egypt. *Inventi Rapid: Water & Environment*, 2, 166.
- Eldholm, O., Myhre, A.M., Thiede, J., 1994. Cenozoic tectono-magmatic events in the North Atlantic: potential paleoenvironmental implications. In: *Cenozoic plants and climates of the Arctic*, Springer Berlin Heidelberg, 35-55.
- Eldrett, J.S., Harding, I.C., Firth, J.V., Roberts, A.P., 2004. Magnetostratigraphic calibration of Eocene-Oligocene dinoflagellate cyst biostratigraphy from the Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geology*, 204, 91-127.
- Eldrett, J.S., Harding, I.C., Wilson, P.A., Butler, E., Roberts, A.P., 2007. Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature* 446, 176-179.
- Eldrett, J.S., Greenwood, D.R., Harding, I.C., Huber, M., 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature*, 459 (7249), 969-973.
- Ellison, A.M., Farnsworth, E.J., Merkt, R.E., 1999. Origins of mangrove ecosystems and the mangrove biodiversity anomaly. *Global Ecology and Biogeography*, 8(2), 95-115.
- Embry, A.F., 1990. Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of northern Alaska. *Marine Geology*, 93, 317-329.
- Embry, A.F., Dixon, J., 1990. The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic Ocean: Evidence from Arctic Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 102(11), 1526-1534.
- Equiza, M.A., Day, M.E., Jagels, R., Li, X., 2006. Photosynthetic downregulation in the conifer *Metasequoia glyptostroboides* growing under continuous light: the significance of carbohydrate sinks and paleoecophysiological implications. *Botany*, 84(9), 1453-1461.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Oil & Gas Science and Technology*, 40 (6), 755-784.
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 3(1), 147-153.
- Exon, N.F., Brinkhuis, H., Robert, C.M., Kennett, J.P., Hill, P.J., Macphail, M.K., 2004. Tectono-Sedimentary History of Uppermost Cretaceous Through Oligocene Sequences from the Tasmanian Region: A Temperate Antarctic Margin. *The Cenozoic Southern Ocean: Tectonics, Sedimentation, and Climate Change Between Australia and Antarctica*, 319-344.
- Farley, K., Eltgroth, S., 2003. An alternative age model for the Paleocene-Eocene thermal maximum using extraterrestrial <sup>3</sup>He. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 208, 135-148.
- Fauquette, S., Guiot, J., Suc, J.P., 1998. A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144(1), 183-201.
- Fütterer, D. K., 1992. ARCTIC 91: The expedition ARK VIII/3 of RV Polarstern in 1991. *Ber. Polarforsch.*, 107, 1-267.
- Galloway, W. E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems.
- Garel, S., Schnyder, J., Jacob, J., Dupuis, C., Boussafir, M., Le Milbeau, C., Storme, J.-Y., Iakovleva, A.I., Yans, J., Baudin, F., Fléhoc, C., Quesnel, F., 2013. Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene-Eocene boundary (Normandy, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 376, 184-199.
- Garel, S., Quesnel, F., Jacob, J., Roche, E., Le Milbeau, C., Dupuis, C., Boussafir, M., Baudin, F., Schnyder, J., 2014. High frequency floral changes at the Paleocene-Eocene boundary revealed by comparative biomarker and palynological studies. *Organic Geochemistry*, 77, 43-58.
- Gawenda, P., Winkler, W., Schmitz, B., Adatte, T., 1999. Climate and bioproductivity control on carbonate turbidite sedimentation (Paleocene to earliest Eocene, Gulf of Biscay, Zumaia, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 69(6).
- Gee, C.T., 2001. The mangrove palm *Nypa* in the geologic past of the New World. *Wetlands Ecology and Management*, 9, 181-194.

- Gibson, T.G., Bybell, L.M., Owens, J.P., 1993. Latest Paleocene lithologic and biotic events in neritic deposits of southwestern New Jersey. *Paleoceanography*, 8, 495-514.
- Gibson, T.G., Bybell, L.M., Mason, D.B., 2000. Stratigraphic and climatic implications of clay mineral changes around the Palaeocene/Eocene boundary of the northeastern US margin. *Sediment. Geol.*, 134, 65-92.
- Giesen, W., Wulffraat, S., Zieren, M., Scholten, L., 2007. Mangrove guidebook for Southeast Asia (Ed. by Giesen, W., Wulffraat, S., Zieren, M., Scholten, L.), FAO Regional Office for Asia and the Pacific, Bangkok, 769 p.
- Gilmour, I., Gilmour, M., Jolley, D., Kelley, S., Kemp, D., Daly, R., Watson, J., 2013. A high-resolution nonmarine record of an early Danian hyperthermal event, Boltys crater, Ukraine. *Geology*, 41, 783-786.
- Gingerich P.D. 1989. New earliest Wasatchian mammalian fauna from the Eocene of northwestern Wyoming: composition and diversity in a rarely sampled high-floodplain assemblage. *Univ. Mich. Pap. Paleontol.*, 28, 1-97.
- Gingerich, P.D., 2003. Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 369, 463-478.
- Gingerich, P.D., 2006. Environment and evolution through the Paleocene-Eocene thermal maximum. *TRENDS in Ecology and Evolution*, 21, 246-253.
- Gleason, J.D., Thomas, D.J., Moore Jr., T.C., Blum, J.D., Owen, R.M., Haley, B.A., 2009. Early to middle Eocene history of the Arctic Ocean from Nd-Sr isotopes in fossil fish debris, Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*, 24, PA2215.
- Golonka, J., Bocharova, N.Y., Ford, D., Edrich, M.E., Bednarczyk, J., Wildharber, J., 2003. Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic. *Marine and Petroleum Geology*, 20(3), 211-248.
- Graham, L.E., Graham, J.M., Wilcox, L.W., 2005. *Plant Biology*. Benjamin Cummings, Princeton New Jersey.
- Grantz, A., May, S.D., Taylor, P.T., Lawver, L.A., 1990. Canada basin. *The Geology of North America*, 50, 379-402.
- Grantz, A., Hart, P.E., Childers, V.A., 2011. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 771-799.
- Green, P.F., Duddy, I.R., 2010. Synchronous exhumation events around the Arctic including examples from Barents Sea and Alaska North Slope. In: *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series*, Geological Society of London, 7, 633-644.
- Greenwood, D.R., Wing, S.L., 1995. Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geology*, 23, 1044-1048.
- Greenwood, D.R., Basinger, J.F., Smith, R.Y., 2010. How wet was the Arctic Eocene rain forest? Estimates of precipitation from Paleogene Arctic macrofloras. *Geology*, 38 (1), 15-18.
- Griffith, E.M., Paytan, A., 2012. Barite in the ocean - occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications. *Sedimentology*.
- Guo, T., DeLaune, R.D., Patrick, W.H., 1997. The influence of sediment redox chemistry on chemically active forms of arsenic, cadmium, chromium, and zinc in estuarine sediment. *Environment International*, 23(3), 305-316.
- Harding, I.C., Charles, A.J., Marshall, J.E.A., Pälike, H., Roberts, A.P., Wilson, P.A., Jarvis, E., Thorne R., Morris E., Moremon R., Pearce R.B., Akbari S., 2011. Sea-level and salinity fluctuations during the Paleocene-Eocene thermal maximum in Arctic Spitsbergen. *Earth and Planetary Science Letters*, 303, 97-107.
- Hardy, M.J., Wrenn, J.H., 2009. Palynomorph Distribution in Modern Tropical Deltaic and Shelf Sediments - Mahakam Delta, Borneo, Indonesia. *Palynology*, 33, 19-42.
- Harrington, G.J., Eberle, J., LePage, B.A., Dawson, M., Hutchison, J.H., 2011. Arctic plant diversity in the Early Eocene greenhouse: *Proceedings of the Royal Society B*, 279, 1515-1521.
- Harrison, J.C., Mayr, U., McNeil, D.H., Sweet, A.R., McIntyre, D.J., Eberle, J.J., Harrington, C.R., Chalmers, J.A., Dam, G., Nohr-Hansen, H., 1999. Correlation of Cenozoic sequences of the Canadian Arctic region and Greenland; implications for the tectonic history of northern North America. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 47 (3), 223-254.

- Hatch, J.R., Leventhal, J.S., 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chemical Geology*, 99, 65682.
- Hedges, J.I., 1992. Global biogeochemical cycles: Progress and problems. *Marine Chemistry*, 39, 676-93.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative syn-thesis. *Marine Chemistry*, 49, 816115.
- Hedges, J.I., Keil, R.G., Benner, R., 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Org. Geochem*, 27, 1956212.
- Helwig, J., Kumar, N., Emmet, P., Dinkelman, M.G., 2011. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 5276543.
- Herman, A.B., 1994. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia. In: *Cenozoic plants and climates of the Arctic*. Springer Berlin Heidelberg, 1276149.
- Herman, A.B., Spicer, R.A., 1996. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean. *Nature*, 380, 330.
- Herron, E.M., Dewey, J.F., Pitman, W.C., 1974. Plate tectonics model for the evolution of the Arctic. *Geology*, 2(8), 3776380.
- Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2006. Beyond methane: Towards a theory for the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 5236537.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société géologique du Nord*, 12.
- Hooker, J.J., 1998. Mammalian faunal change across the Paleocene-Eocene transition in Europe. See Aubry et al. 1998, 428650.
- Huber, B.T., 1998. Tropical paradise at the Cretaceous poles?. *Science*, 282(5397), 219962200.
- Huber, M., Sloan, L.C., Shellito, C.J., 2003. Early Paleogene oceans and climate: a fully coupled modeling approach using the NCAR CCSM. In: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Palaeogene* (Ed. by Wing SL et al.). *Special Papers Geological Society of America*, 369, 25647.
- Huc, A.Y., 1980. Origin and formation of organic matter in recent sediments and its relation to kerogen. *Kerogen: insoluble organic matter from sedimentary rocks*. Paris: Editions Technip, 445674.
- Ioannides, N.S., McIntyre, D.J., 1980. A preliminary palynological study of the Caribou Hills outcrop section along the Mackenzie River, District of Mackenzie. *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada Paper*, 1976208.
- IBCAO Current Map of Arctic Ocean bathymetry. [www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/currentmap.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/currentmap.html)
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2007. Summary for policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Ed. by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller), Cambridge University Press, Cambridge and New York.
- Issler, D.R., Obermajer, M., Reyes, J., Li, M., 2012. Integrated analysis of vitrinite reflectance, Rock-Eval 6, gas chromatography, and gas chromatography-mass spectrometry data for the Mallik A-06, Parsons N-10 and Kugaluk N-02 wells, Beaufort-Mackenzie Basin, northern Canada; *Geological Survey of Canada, Open File 6978*, 78 p.
- Jacques, F.M., Shi, G., Li, H., Wang, W., 2014. An early-middle Eocene Antarctic summer monsoon: evidence of fossil climates. *Gondwana Research*, 25 (4), 142261428.
- Jahren, A.H., Sternberg, L.S.L., 2003. Humidity estimate for the middle-Eocene Arctic rainforest. *Geology*, 31, 463666.
- Jakobsson, M., Backman, J., Rudels, B., Nycander, J., Frank, M., Mayer, L., Jokat, W., Sangiorgi, F., O'Regan, M., Brinkhuis, H., and others. 2007. The early Miocene onset of a ventilated circulation regimen in the Arctic Ocean. *Nature* 447, 9866990.
- Jaramillo, C., Ochoa, D., Contreras, L., Pagani, M., Carvajal-Ortiz, H., Pratt, L. M., Krishnan, S., Cardona, A., Romero, M., Quiroz, L., Rodriguez, G., Rueda, M.J., de la Parra, F., Morón, S., Green, W., Bayona, G., Montes, C., Quintero, O., Ramirez, R., Mora, G., Schouten, S., Bermudez,

- H., Navarrete, R., Parra, F., Alvarán, M., Osorno, J., Crowley, J.L., Valencia, V., Vervoort, J., 2010. Effects of rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary on neotropical vegetation. *Science*, 330 (6006), 9576961.
- Jokat, W., Weigelt, E., Kristoffersen, Y., Rasmussen, T., Schone, T., 1995. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin. *Geophys. J. Int.*, 122, 3786392.
- John, C.M., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Sluijs, A., Gibbs, S., Brinkhuis, H., Bralower, T., 2008. North American continental margin records of the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum: implications for global carbon and hydrological cycling. *Paleoceanography*, 23, PA2217.
- John, C.M., Banerjee, N.R., Longstaffe, F.J., Sica, C., Law, K.R., Zachos, J.C., 2012. Clay assemblage and oxygen isotopic constraints on the weathering response to the Paleocene-Eocene thermal maximum, east coast of North America. *Geology*, 40(7), 5916594.
- Jones, T.D., Lunt, D.J., Schmidt, D.N., Ridgwell, A., Sluijs, A., Valdes, P.J., Maslin, M., 2013. Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth-Science Reviews*, 125, 1236145.
- Kaiho, K., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Morgans, H.E., Okada, H., Takeda, N., Tazaki, K., Zhou, G., Kajiwara, Y., Matsumoto, R., Hirai, A., Niitsuma, N., Wada, H., 1996. Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand. *Paleoceanography*, 11 (4), 4476465.
- Kalkreuth, W., Keuser, C., Fowler, M., Li, M., McIntyre, D., Püttmann, W., Richardson, R., 1998. The petrology, organic geochemistry and palynology of Tertiary age Eureka Sound Group coals, Arctic Canada. *Organic geochemistry*, 29 (1), 7996809.
- Katz, M., Pak, D., Dickens, G., Miller, K., 1999. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. *Science*, 286, 153161533.
- Keil, R.G., Mayer, L.M., Quay, P.D., Richey, J.E., Hedges, J.I., 1997. Loss of organic matter from riverine particles in deltas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 150761511.
- Kennett, J.P., 2007. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of geophysical research*, 82, 384363860.
- Kennett, J.P., Shackleton, N.J., 1976. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 m.y. ago. *Nature*, 260, 513.
- Kennett, J. P., Stott, L. D., 1991. Abrupt deep sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature*, 353, 2256229.
- Killops, S., Killops, V., 2005, *Introduction to Organic Geochemistry*. Malden, MA: Blackwell Sci. 2nd ed.
- Knox, R.O.B., 1996. Correlation of the early Paleogene in northwest Europe: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 101(1), 1611.
- Knox, R.O.B., 1998. The tectonic and volcanic history of the North Atlantic region during the Paleocene-Eocene transition: implications for NW European and global biotic events. *Late Paleocene-Early Eocene Climatic and Biotic Events in the Marine and Terrestrial Records*. Columbia University Press, New York, 916100.
- Koch, P., Zachos, J., Gingerich, P., 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, 358, 3196322.
- Kos'ko, M.K., Korago, E., 2009. Review of geology of the New Siberian Islands between the Laptev and the East Siberian Seas, North East Russia. *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 4, 45664.
- Kos'ko, M.K., Trufanov, G.V., 2002. Middle Cretaceous to Eocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 9016919.
- Kraus, M.J., Riggins, S., 2007. Transient drying during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM): analysis of paleosols in the Bighorn Basin, Wyoming. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 245, 444661.
- Krause, G., 1969. Ein Beitrag zum Problem der Erneuerung des Tiefenwassers im Arkona-Becken. *Kieler Meeresforschung*, 25, 2686271.
- Krupskaya, V.V., Krylov, A., Sokolov, V.N., 2011. Clay minerals as indicators of sedimentary environment during the Cretaceous-Paleocene-Eocene on the Lomonosov Ridge (in Russian). *Problems of the Arctic and Antarctic*, 2(88), 23635.

- Krylov, A.A., Andreeva, I.A., Vogt, C., Backman, J., Krupskaya, V.V., Grikurov, G.E., Moran, K., Shoji, H., 2008. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*, 23, PA1S06.
- Kumagai, H., Sweda, T., Hayashi, K., Kojima, S., Basinger, J.F., Shibuya, M., Fukao, Y., 1995. Growth-ring analysis of Early Tertiary conifer woods from the Canadian High Arctic and its paleoclimatic interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 116 (3), 247-262.
- Kurtz, A.C., Kump, L.R., Arthur, M.A., Zachos, J.C., Paytan, A., 2003. Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography*, 18, 1090.
- Jones, B., Manning, D.A., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111, 111-129.
- Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*, 75(1), 29-57.
- Lane, L.S., 1997. Canada Basin, Arctic Ocean: evidence against a rotational origin. *Tectonics*, 16(3), 363-387.
- Lane, L.S., 1998. Latest Cretaceous to Tertiary Tectonic evolution of northern Yukon and adjacent Arctic Alaska. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82, 1353-1371.
- Lane, L.S., 2002. Tectonic evolution of the Canadian Beaufort Sea to Mackenzie Delta region: a brief review. *Canadian Society of Exploration Geophysicists Recorder*, 27(2), 49-56.
- Lane, L.S., Dietrich, J.R., 1995. Tertiary structural evolution of the Beaufort Sea - Mackenzie Delta region, Arctic Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 43, 293-314.
- Larson, T.E., Heikoop, J.M., Perkins, G., Chipera, S.J., Hess, M.A., 2008. Pretreatment technique for siderite removal for organic carbon isotope and C:N ratio analysis in geological samples. *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 22, 865-872.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M., Norton, I., 2011. Palaeogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Palaeozoic. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), 61-77.
- Lear, C.H., Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K., Rosenthal, Y., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36(3), 251-254.
- Le Gouche et al., 2017. Mixed influence delta in high latitude from Paleocene to Oligocene: Beaufort-Mackenzie Basin, Canada, in prep.
- Leon-Rodriguez, L., Dickens, G.R., 2010. Rapid and massive carbon injections of the Early Paleogene: The carbonate and planktonic foraminifera records at ODP Site 1215 (Equatorial Pacific Ocean). *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Lo, E. Y., Duke, N. C., Sun, M., 2014. Phylogeographic pattern of *Rhizophora* (Rhizophoraceae) reveals the importance of both vicariance and long-distance oceanic dispersal to modern mangrove distribution. *BMC evolutionary biology*, 14(1), 1.
- Lourens, L.J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, 435 (7045), 1083-1087.
- Lu, G., Keller, G., Pardo, A., 1998. Stability and change in Tethyan planktic foraminifera across the Paleocene to Eocene transition. *Marine Micropaleontology*, 35, 203-233.
- Lui, Z., Pagani, M., Zinniker, D., DeConto, R., Huber, M., Brinkhuis, H., Shah, S.R., Leckie, R.M., Pearson, A., 2009. Global cooling during the Eocene-Oligocene climate transition. *Science*, 323, 163.
- MacDonald, G.M., 1993. Fossil pollen analysis and the reconstruction of plant invasions. *Advances in ecological research*, 24, 67-110.
- Magioncalda, R., Dupuis, C., Smith, T., Steurbaut, E., Gingerich, P. D., 2004. Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: Direct comparison in a continental stratigraphic section. *Geology*, 32, 553-556.
- Manum, 1994. The Paleogene flora of Spitsbergen: Implications for Arcto-Tertiary climatostratigraphy. In: *Cenozoic Plants and Climates of the Arctic* (Ed. by M.C. Boulter, H.C. Fisher), Springer-Verlag, Berlin, NATO ASI Series I: Global Environmental Change, 27, 215-219.

- Mao, L., Batten, D.J., Fujiki, T., Li, Z., Dai, L., Weng, C., 2012. Key to mangrove pollen and spores of southern China: an aid to palynological interpretation of Quaternary deposits in the South China Sea. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 176, 41667.
- Markwick, P.J., 1998. Fossil crocodylians as indicators of Late Cretaceous and Cenozoic climates: implications for using palaeontological data in reconstructing palaeoclimate. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecol.*, 137, 2056271.
- März, C., Vogt, C., Schnetger, B., Brumsack, H.J., 2001. Variable Eocene-Miocene sedimentation processes and bottom water redox conditions in the Central Arctic Ocean (IODP Expedition 302). *Earth and Planetary Science Letters*, 310, 5266537.
- McArthur, A.D., Kneller, B.C., Souza, P.A., Kuchle, J., 2016. Characterization of deep-marine channel-levee complex architecture with palynofacies: An outcrop example from the Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 73, 1576173.
- McCarren, H., Thomas, E., Hasegawa, T., Rohl, U., Zachos, J.C., 2008. Depth dependency of the Paleocene-Eocene carbon isotope excursion: paired benthic and terrestrial biomarker records (Ocean Drilling Program Leg 208, Walvis Ridge). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q10008.
- McInerney, F.A., Wing, S.L. 2011. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 4896516.
- McIntyre, D.J., 1989: Paleocene palynoflora from northern Somerset Island, District of Franklin, N. W. T. Geological Survey of Canada, Paper 89-IG, 1916197.
- McIntyre, D.J., 1991. Pollen and spore flora of an Eocene forest, eastern Axel Heiberg Island, NWT. Tertiary fossil forests of the Geodetic Hills, Axel Heiberg Island, Arctic Archipelago: Geological Survey of Canada Bulletin, 403, 83697.
- McIver, E.E., Basinger, J.F., 1999. Early Tertiary floral evolution in the Canadian high Arctic. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 5236545.
- McNeil, D.H., 1985. Tertiary foraminiferal biostratigraphy of the Beaufort-Mackenzie Basin. In: *Geology, biostratigraphy and organic geochemistry of Jurassic to Pleistocene strata, Beaufort-Mackenzie area, Northwest Canada* (Ed. by Dixon, J., Dietrich, J.R., McNeil, D.H., McIntyre, D.J., Snowdon, L.R., Brooks, P.), Calgary, Alberta: Canadian Society of Petroleum Geologists, Course Notes, 32638.
- McNeil, D.H., 1989. Foraminiferal zonation and biofacies analysis of Cenozoic strata in the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada. *Current Research, Geological Survey of Canada, Paper*, 2036 223.
- McNeil, D.H., 1990. Tertiary marine events in the Beaufort-Mackenzie Basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America. *Arctic*, 43, 3016313.
- McNeil, D.H., 1997. New foraminifera from the Upper Cretaceous and Cenozoic of the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication no.35*, 95p.
- McNeil, D.H., Parsons, M.G., 2013. The Paleocene-Eocene thermal maximum in the Arctic Beaufortó Mackenzie Basin: Palynomorphs, carbon isotopes and benthic foraminiferal turnover. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 61 (2), 1576186.
- Mead, G., 1996. Correlation of Cenozoic-Late Cretaceous geomagnetic polarity timescales: An Internet archive. *J. Geophys. Res.*, 101, 810768109.
- Meunier, J.D., 2003. Le rôle des plantes dans le transfert du silicium à la surface des continents. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(16), 119961206.
- Meyen, S.V., 1987. *Fundamentals of Palaeobotany*, London: Chapman and Hall.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic geochemistry*, 27(5), 2136250.
- Mickey, M.B., Bymes, A.P., Haga, H., 2002. Biostratigraphic evidence for the prift position of the North Slope, Alaska, and Arctic Islands, Canada, and Sinemurian incipient rifting of the Canada Basin. *Special Papers-Geological Society of America*, 67676.
- Miller, K., Fairbanks, R., Mountain, G., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2, 1619.

- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of sea-level change. *Science*, 310, 129361298.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91, 13621.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford: Oxford university press, 378 p.
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Krylov, A., Martinez, N., Matthiessen, J., McInroy, D., Moore, T.C., Onodera, J., O'Regan, M., Pälike, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D.C., Stein, R., St John, K., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M., Yamamoto, M., Farrell, J., Frank, M., Kubik, P., Jokat, W., Kristoffersen, Y., 2006. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, 441 (7093), 6016605.
- Mountjoy, E.W., 1967. Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy Northern Yukon Territory and Northwestern District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, Paper 66-16, 17 p.
- Murphy, B.H., Farley, K.A., Zachos, J.C., 2010. An extraterrestrial <sup>3</sup>He-based timescale for the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) from Walvis Ridge, IODP Site 1266. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(17), 509865108.
- Nadeau, P.H., 1985. The physical dimensions of fundamental clay particles. *Clay Miner.*, 20(4), 499 p.
- Nathorst, A.G., 1911. Notices of Memoirs. *Geological Magazine (Decade V)*, 8(05), 2176225.
- Nicolo, M.J., Dickens, G.R., Hollis, C.J., Zachos, J.C., 2007. Multiple early Eocene hyperthermals: Their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. *Geology*, 35, 6996702.
- Nix, H., 1982. Environmental determinants of biogeography and evolution in Terra Australis. In: *Evolution of the Flora and fauna of Arid Australia* (Ed. by Barker W. R., Greenslade, P. J. M.), Frewville, Peacock Publishing, 47666.
- Norris, G., 1986. Systematic and stratigraphic palynology of Eocene to Pliocene strata in the Imperial Nuktak C-22 well, Mackenzie Delta Region, District of Mackenzie, N.W.T. Geological Survey of Canada, Bulletin, 340, 89 p.
- Ogawa, Y., Takahashi, K., Yamanaka, T., Onodera, J., 2009. Significance of euxinic condition in the middle Eocene paleo-Arctic basin: A geochemical study on the IODP Arctic Coring Expedition 302 sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 285, 1906197.
- O'Regan, Moran, M.K., Backman, J., Jakobsson, M., Sangiorgi, F., Brinkhuis, H., Pockalny, R., Skelton, A., Stickley, C., Koc, N., Brumsack, H.J., Willard, D., 2008. Mid-Cenozoic Tectonic and Palaeoenvironmental setting of the Central Arctic Ocean. *Paleoceanography*, 23, PA1S20.
- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 4756512.
- Pagani, M., Pedentchouk, N., Huber, M., Sluijs, A., Schouten, S., Brinkhuis, H., Sinninghe Damsté, J.S., Dickens, G.R., and the Expedition 302 Scientists, 2006. Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene-Eocene thermal maximum. *Nature* 442, 6716675.
- Pagani, M., Huber, M., Liu, Z., Bohaty, S.M., Henderiks, J., Sijp, W., Krishnan, S., 2011. The role of carbon dioxide during the onset of Antarctic glaciation. *Science*, 334, 126161264.
- Parsons, M.G., 2000. Palynology of Paleogene strata in the Caribou Hills, Beaufort-Mackenzie Basin, northern Canada. Ph.D. thesis, Department of Geology, University of Toronto. 604 p.
- Parsons, M.G., Norris, G., 1999. Paleogene fungi from the Caribou Hills, Mackenzie Delta, northern Canada. *Palaeontographica Abteilung B*, 776167.
- Patchineelam, S.M., de Figueiredo, A.G., 2000. Preferential settling of smectite on the Amazon continental shelf. *Geo-Marine Letters*, 20, 37642.
- Pearson, P.N., Palmer, M.R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406 (6797), 6956699.
- Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25(23), 332263337.
- Petracca, A.N., 1972. Tertiary microfauna, Mackenzie delta area, arctic Canada. *Micropaleontology*, 3556368.

- Plafker, G., Berg, H.C., 1994. Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska. In: *The Geology of Alaska* (Ed. by Plafker, G., Berg, H.C.). *The Geology of North America*, G-1. Geol. Soc. Am., 98961021.
- Pole, M.S., Macphail, M.K., 1996. Eocene *Nypa* from Regatta Point, Tasmania. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 92, 55667.
- Poselov, V.A., Avetisov, G.P., Butsenko, V.V., Zholondz, S.M., Kaminsky, V.D., Pavlov, S.P., 2012. The Lomonosov Ridge as a natural extension of the Eurasian continental margin into the Arctic Basin. *Russian Geology and Geophysics*, 53(12), 127661290.
- Price, L.L., McNeil, D.H., Ioannides, N.S., 1980. Revision of the Tertiary Reindeer Formation in the Caribou Hills, District of Mackenzie. In: *Current Research. Part B. Geological Survey of Canada Paper 80-1 B*: 1796184.
- Pross, J., Contreras, L., Bijl, P.K., Greenwood, D.R., Bohaty, S.M., Schouten, S., and other, 2012. Persistent near-tropical warmth on the Antarctic continent during the early Eocene epoch. *Nature*, 488(7409), 73677.
- Quillévéré, F., Norris, R.D., Kroon, D., Wilson, P.A., 2008. Transient ocean warming and shifts in carbon reservoirs during the early Danian. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 6006615.
- Quisthoudt, K., Schmitz, N., Randin, C.F., Dahdouh-Guebas, F., Robert, E.M., Koedam, N., 2012. Temperature variation among mangrove latitudinal range limits worldwide. *Trees*, 26, 191961931.
- Radionova, E.P., Khokhlova, I.E., 2000. Was the North Atlantic connected with the Tethys via the Arctic in the early Eocene? Evidence from siliceous plankton. In: *Early Paleogene Warm Climates and Biosphere Dynamics: Short Papers and Extended Abstracts* (Ed. by Schmitz, B., Sundquist, B., Andreasson, F.P.), *GFF*, 122, 1336134.
- Read, J., Francis, J.E., 1992. Responses of some Southern Hemisphere tree species to a prolonged dark period and their implications for high-latitude Cretaceous and Tertiary forests: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, 2716290.
- Reinhardt, L., Estrada, S., Andrleit, H., Dohrmann, R., Piepjohn, K., von Gosen, W., Davis, D.W., Davis, B., 2013. Altered volcanic ashes in Palaeocene and Eocene sediments of the Eureka Sound Group (Ellesmere Island, Nunavut, Arctic Canada). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 164(1), 1316147.
- Robert, C., Kennett, J.P., 1992. Paleocene and Eocene kaolinite distribution in the South Atlantic and Southern Ocean: Antarctic climatic and paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 103 (1-3), 996110.
- Robert, C., Kennett, J.P., 1994. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence. *Geology*, 22 (3), 2116214.
- Roberts, C., LeGrande, A.N., Tripathi, A.K., 2009. Climate sensitivity to Arctic seaway restriction during the early Paleogene. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(3), 5766585.
- Robin, C., Rouby, D., Granjeon, D., Guillocheau, F., Allemand, P., Raillard, S., 2005. Expression and modelling of stratigraphic sequence distortion. *Sedimentary Geology*, 178(3), 159-186.
- Röhl, U., Westerhold, T., Monechi, S., Thomas, E., Zachos, J.C., Donner B., 2005. The Third and Final Early Eocene Thermal Maximum: Characteristics, Timing and Mechanisms of the  $\text{X}\delta\text{E}$  Event. *GSA Annual Meeting*, 2005.
- Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T.J., Zachos, J.C., 2007. On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (12), 13 p.
- Rontani, J.F., Charrière, B., Sempéré, R., Doxaran, D., Vaultier, F., Vonk, J.E., Volkman, J.K., 2014. Degradation of sterols and terrigenous organic matter in waters of the Mackenzie Shelf, Canadian Arctic. *Organic Geochemistry*, 75, 61673.
- Roychoudhury, A.N., Kostkab, J.E., Van Cappellen, P., 2003. Pyritization: a palaeoenvironmental and redox proxy reevaluated. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, 118361193.
- Royer, D.L., Osborne, C.P., Beerling, D.J., 2002. High CO<sub>2</sub> increases the freezing sensitivity of plants: Implications for paleoclimatic reconstructions from fossil floras. *Geology*, 30, 9636966.
- Rowley, D.B., Lottes, A. L., 1988. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, 155(1), 736120.
- Saliot, A., 1994. Marine organic biogeochemistry. *Oceanis*, 20(1-2), 16197.

- Saptorahardjo, A., Trendel, J., Albrecht, P., 1987. Diagenèse précoce de la matière organique dans la série sédimentaire du delta de la Mahakam (Indonésie) aspects moléculaires. *Géochimie organique des sédiments plio-quaternaires du delta de la Mahakam (Indonésie): le sondage MISEDOR.*, 6, 307 p.
- Scher, H.D., Martin, E.E., 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*, 312(5772), 4286430.
- Schidlowski, M., 1988. A 3,800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. *Nature*, 333(6171), 3136318.
- Schmitz, B., Pujalte, V., 2003. Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology*, 31, 6896692.
- Schmitz, B., Pujalte, V., 2007. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. *Geology*, 35, 2156218.
- Schouten, S., Woltering, M., Rijpstra, W.I.C., Sluijs, A., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S., 2007. The Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in higher plant organic matter: Differential fractionation of angiosperms and conifers in the Arctic. *Earth and Planetary Science Letters*, 258 (3), 5816592.
- Schouten, S., Baas, M., Hopmans, E.C., Damsté, J.S.S., 2008. An unusual isoprenoid tetraether lipid in marine and lacustrine sediments. *Organic Geochemistry*, 39(8), 103361038.
- Schubert, B.A., Jahren, A.H., Eberle, J.J., Sternberg, L.S., Eberth, D.A., 2012. A summertime rainy season in the Arctic forests of the Eocene. *Geology*, 40(6), 5236526.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Norris, R.D., 2006. Testing the Cenozoic multisite composite  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$  curves: New monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207). *Paleoceanography*, 21, PA2019.
- Shukla, A., Mehrotra, R.C., Spicer, R.A., Spicer, T.E., Kumar, M., 2014. Cool equatorial terrestrial temperatures and the South Asian monsoon in the Early Eocene: evidence from the Gurha Mine, Rajasthan, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 412, 1876198.
- Sinninghe Damsté, J.S., Wakeham, S.G., Kohnen, M.E.L., Hayes, J.M., de Leeuw, J.W.A., 1993. 6,000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea. *Nature*, 362, 8276829.
- Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Lewerenz, B., Kroeger, K.F., 2013. A crust-scale 3D structural model of the Beaufort-Mackenzie Basin (Arctic Canada). *Tectonophysics*, 591, 30651.
- Sloan, L.C., Pollard, D., 1998. Polar stratospheric clouds: A high latitude warming mechanism in an ancient greenhouse world. *Geophysical Research Letters*, 25(18), 351763520.
- Sloan LC, Walker JCG, Moore TC, Rea DK, Zachos JC. 1992. Possible methane-induced polar warming in the Early Eocene. *Nature* 357:320622
- Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S., Moran, K., 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 441 (7093), 6106613.
- Sluijs, A., Röhl, U., Schouten, S., Brumsack, H.J., Sangiorgi, F., Sinninghe Damsté, J.S., Brinkhuis, H., 2008. Arctic late Paleocene-early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene thermal maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302). *Paleoceanography*, 23 (1), PA1S11.
- Sluijs, A., Schouten, S., Donders, T.H., Schoon, P.L., Röhl, U., Reichert, G.J., Brinkhuis, H., 2009. Warm and wet conditions in the Arctic region during Eocene Thermal Maximum 2. *Nature Geoscience*, 2 (11), 7776780.
- Smith, F.A., Wing, S.L., Freeman, K.H., 2007. Magnitude of the carbon isotope excursion at the Paleocene-Eocene thermal maximum: the role of plant community change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 262, 50665.
- Soden, B.J., Held, I.M., 2006. An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean-Atmosphere Models. *Journal of Climate*, 19, 335463360.
- Somboon, J.R.P., 1990, Palynological study of mangrove and marine sediments of the Gulf of Thailand: *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 4(2), 85697.
- Speelman, E.N., 2010. Reconstruction of the Arctic Ocean environment during the Eocene Azolla interval using geochemical proxies and climate modeling. *Departement Aardwetenschappen. Geologica Ultraiectina*, 331.

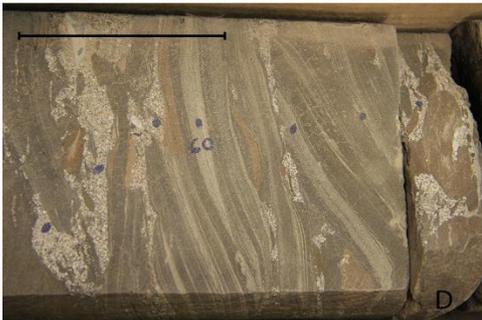
- Speelman, E.N., Van Kempen, M.M.L., Barke, J., Brinkhuis, H., Reichart, G.J., Smolders, A.J.P., Roelofs, J.G.M., Sangiorgi, F., De Leeuw, J.W., Lotter, A.F., Sinninghe Damsté, J.S., 2009. The Eocene Arctic *Azolla* bloom: environmental conditions, productivity and carbon drawdown. *Geobiology* (2009), 7, 155-170.
- Spicer, R.A., Yang, J., Herman, A.B., Kodrul, T., Maslova, N., Spicer, T.E.V., Aleksandrova, G., Jin, J., 2016. Asian Eocene monsoons as revealed by leaf architectural signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 61-68.
- Spofforth, D.J.A., Agnini, C., Pälike, H., Rio, D., Fornaciari, E., Giusberti, L., and other., 2010. Organic carbon burial following the middle Eocene climatic optimum in the central western Tethys. *Paleoceanography*, 25(3).
- Srodon, J., Eberl, D.D., 1984. Illite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 495-544.
- Stap, L., Sluijs, A., Thomas, E., Lourens, L., 2009. Patterns and magnitude of deep sea carbonate dissolution during Eocene Thermal Maximum 2 and H2, Walvis Ridge, southeastern Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 24, PA1211.
- Stap, L., Lourens, L.J., Thomas, E., Sluijs, A., Bohaty, S., Zachos, J.C., 2010. High-resolution deep-sea carbon and oxygen isotope records of Eocene Thermal Maximum 2 and H2. *Geology*, 38 (7), 607-610.
- Staplin, E.B.F., 1976. Tertiary Biostratigraphy, Mackenzie Delta Region, Canada Paleontological Staffs, Gulf Oil Canada, Imperial Oil Limited and Mobil Oil Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 24, 117-136.
- Stein, R., 2007. Upper Cretaceous/lower Tertiary black shales near the North Pole: Organic-carbon origin and source-rock potential. *Marine and Petroleum Geology*, 24, 67-73.
- Stein, R., 2008. Arctic Ocean sediments: processes, proxies, and paleoenvironment (Vol. 2). Elsevier. 592 p.
- Stein, R., Boucsein, B., Meyer, H., 2006. Anoxia and high primary production in the Paleogene central Arctic Ocean: First detailed records from Lomonosov Ridge. *Geophysical Research Letters*, 33 (18), 6 p.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M.M.B., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M., 2013. Changements climatiques 2013, Les éléments scientifiques. Extraits de la contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, 16222.
- Storme, J.Y., Dupuis, C., Schnyder, J., Quesnel, F., Garel, S., Iakovleva, A.I., Iakovleva, A.I., Iacumin, P., Di Matteo, A., Sebilo, M., Yans, J., 2012. Cycles of humid-dry climate conditions around the P/E boundary: new stable isotope data from terrestrial organic matter in Vasterival section (NW France). *Terra Nova*, 24, 114-122.
- Storme, J.Y., Steurbaut, E., Devleeschouwer, X., Dupuis, C., Iacumin, P., Rochez, G., Yans, J., 2014. Integrated bio-chemostratigraphical correlations and climatic evolution across the Danian-Selandian boundary at low latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414, 212-224.
- Stott, D.F., Aitken, J.D., 1993. Sedimentary cover of the craton in Canada. *Geological Society of America*.
- Srivastava, S.P., 1985. Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait. *Tectonophysics*, 114(1-4), 29-53.
- Suan, G., Popescu, S.M., Suc, J.P., Schnyder, J., Fauquetted, S., Baudin, F., Yoon, D., Piepjohn, K., Sobolev, N.N., Labrousse, L., 2016. Early Eocene warmth enabled mangrove growth in the Arctic. under review.
- Suc J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, 595-432.
- Suc J.-P., Clauzon G., Bessedik M., Leroy S., Zheng Z., Drivaliari A., Roiron P., Ambert P., Martinell J., Doménech R., Matias I., Julià R., Anglada R., 1992. Neogene and Lower Pleistocene in Southern France and Northeastern Spain. *Mediterranean environments and climate. Cahiers de Micropaleontologie*, 7, 1-2, 165-186.
- Summons, R.E., Jahnke, L.L., Roksandic, Z., 1994. Carbon isotopic fractionation in lipids from methanotrophic bacteria: relevance for interpretation of the geochemical record of biomarkers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2853-2863.

- Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sørensen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Eidem, T. R., Rey, S. S., 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, 429, 542-545.
- Tappert, R., McKellar, R. C., Wolfe, A. P., Tappert, M. C., Ortega-Blanco, J., Muehlenbachs, K., 2013. Stable carbon isotopes of C3 plant resins and ambers record changes in atmospheric oxygen since the Triassic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 121, 2406-262.
- Tessensohn, F., Piepjohn, K., 2000. Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes. *Polarforschung*, 68, 121-124.
- Therrien, F., Eberth, D.A., Braman, D.R., Zelenitsky, D.K., 2007. High-resolution organic carbon isotope record across the Cretaceous-Tertiary boundary in south-central Alberta: implications for the post-impact recovery rate of terrestrial ecosystems and use of  $\delta^{13}\text{C}$  as a boundary marker. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 529-542.
- Thomas, E., 1989. Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antarctic waters. *Geological Society London Special Publication*, 47, 283-296.
- Thomas, E., 2007. The Palaeocene-Eocene Thermal Maximum Super Greenhouse: Biotic and Geochemical Signatures, age Models and Mechanisms of Climate Change. Division III Faculty Publications Paper 93.
- Thomas, E., 2008. Descent into the Icehouse. *Geology*, 36 (2), 191-192.
- Thomas, E., Zachos, J. C., Bralower, T. J., 2000. Deep-sea environments on a warm earth: latest Paleocene-early Eocene. In: *Warm Climates in Earth History* (Ed. by Huber, B., MacLeod, K., Wing, S.), Cambridge University Press, 131-160.
- Timothy, D.A., Calvert, S.E., 1998. Systematics of variations in excess Al and Al/Ti in sediments from the central equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 13, 127-130.
- Tipple, B.J., Pagani, M., Krishnan, S., Dirghangi, S.S., Galeotti, S., Agnini, C., and other, 2011. Coupled high-resolution marine and terrestrial records of carbon and hydrologic cycles variations during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). *Earth and Planetary Science Letters*, 311, 82-92.
- Tissot, B., Welte, D., 2012. *Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration*. Springer Science & Business Media.
- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical geology*, 232, 12-32.
- Tripati, A., Backman, J., Elderfield, H., Ferretti, P., 2005. Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes. *Nature*, 436, 341-346.
- Tripati, A.K., Eagle, R.A., Morton, A., Dowdeswell, J.A., Atkinson, K.L., Bahé, Y., and other, 2008. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 112-122.
- Trop, J.M., Ridgway, K.D., 2007. Mesozoic and Cenozoic tectonic growth of southern Alaska: A sedimentary basin perspective. *Geological Society of America Special Papers*, 431, 55-94.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic facies and palynofacies*. Chapman and Hall, London, 615 p.
- Tyson, R. V., Follows, B., 2000. Palynofacies prediction of distance from sediment source: a case study from the Upper Cretaceous of the Pyrenees. *Geology*, 28, 569-571.
- Van der Burgh, J., Collinson, M.E., van Konijnenburg-van Cittert, J.H., Barke, J., Brinkhuis, H., 2013. The freshwater fern *Azolla* (Azollaceae) from Eocene Arctic and Nordic Sea sediments: New species and their stratigraphic distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 194, 50-68.
- Van der Weijden, C.H., 2002. Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Marine Geology*, 184(3), 167-187.
- Van Hinsbergen, D. J. J., de Groot, L. V., Van Schaik, S. J., Spakman, W., Bijl, P. K., Sluijs, A., Laugereis, C. G. and Brinkhuis, H., 2015. A paleolatitude calculator for paleoclimate studies (model version 2.0). *PLOS ONE*
- Vavrek, M. J., Evans, D. C., Braman, D. R., Campione, N. E., Zazula, G. D., 2012. A Paleogene flora from the upper Bonnet Plume Formation of northeast Yukon Territory, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49 (3), 547-558.
- Velde, B. B., Meunier, A., 2008. *The origin of clay minerals in soils and weathered rocks*. Springer Science & Business Media, 406 p.

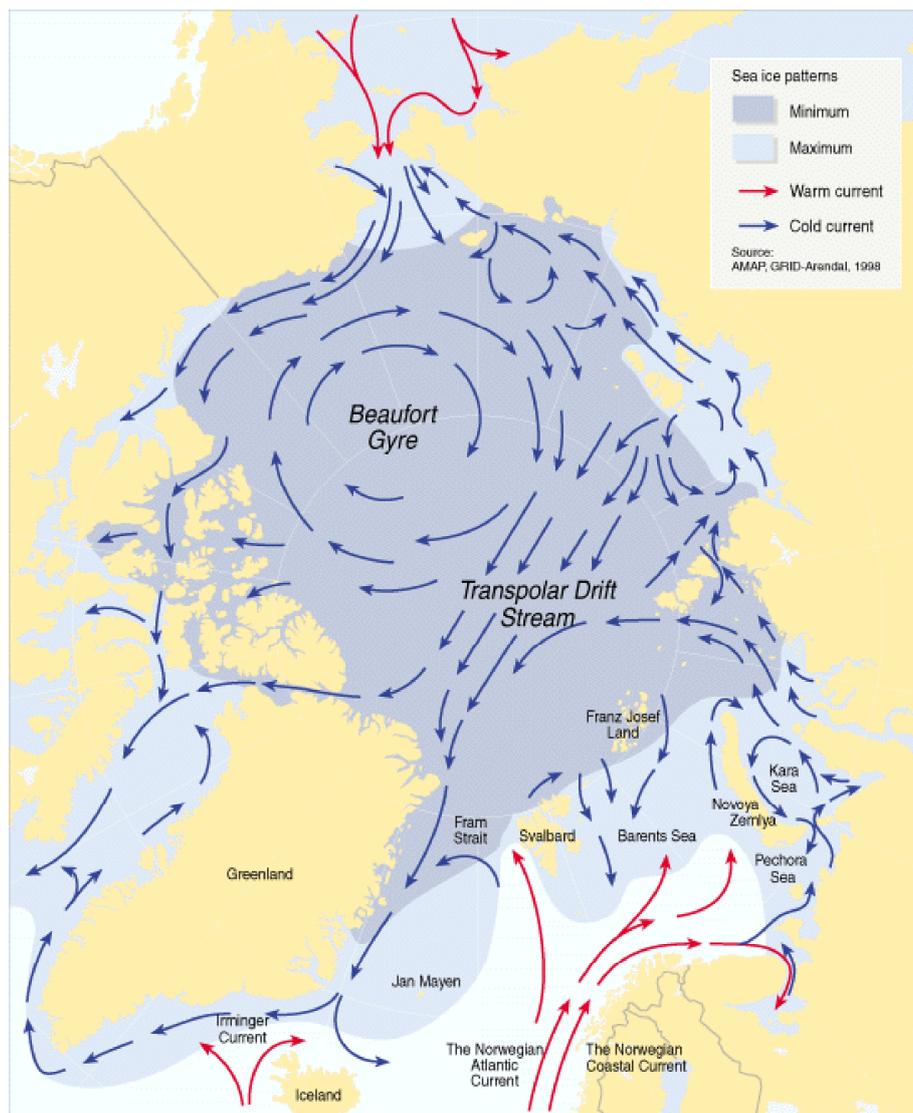
- Vernikovsky, V.A., Dobretsov, N.L., Metelkin, D.V., Matushkin, N.Y., Koulakov, I.Y., 2013. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic. *Russian Geology and Geophysics*, 54, 8386858.
- Vogt, P.R., Taylor, P.T., Kovacs, L.C., Johnson, G.L., 1979. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84, 107161089.
- Vogt, C., 2009. Data report: semiquantitative determination of detrital input to ACEX sites based on bulk sample X-ray diffraction data. In: Backman, J., Moran, K., McInroy, D.B., Mayer, L.A., and the Expedition 302 Scientists Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 302, 2 p.
- Wang, L., Shi, X., Jiang, G., 2012. Pyrite morphology and redox fluctuations recorded in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333, 2186227.
- Weijers, J.W., Schouten, S., Sluijs, A., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S., 2007. Warm arctic continents during the Palaeocene-Eocene thermal maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 261 (1), 2306238.
- Weller, P., Stein, R., 2008. Paleogene biomarker records from the central Arctic Ocean (Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302): Organic carbon sources, anoxia, and sea surface temperature. *Paleoceanography*, 23, PA1S17.
- Westerhold, T., Röhl, U., 2009. High resolution cyclostratigraphy of the early Eocene—new insights into the origin of the Cenozoic cooling trend. *Climate of the Past*, 5, 3096327.
- White, J.M. 1989. Palynostratigraphy of the Esso et al. Issungnak O-61 well, Beaufort Sea. In: *Current Research, Part G, Geological Survey of Canada, Paper 89-1G*, 2496256.
- Wilf, P., 2000. Late Paleocene-early Eocene climate changes in southwestern Wyoming: Paleobotanical analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (2), 2926307.
- Wilkin, R.T., Barnes, H.L., 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 3236339.
- Wilkin, R.T., Barnes, H. L., Brantley, S. L., 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 389763912.
- Wing, S.L., Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M., Freeman, K.H., 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. *Science*, 310, 9936996.
- Wolfe, J., 1972. An interpretation of Alaskan Tertiary flora. In: *Floristics and paleofloristics of Asia and eastern North America* (Ed. by Graham, A.), Elsevier, Amsterdam, 2016233.
- Wynn, J.G., Bird, M.I., Wong, V.N., 2005. Rayleigh distillation and the depth profile of  $\delta^{13}C/\delta^{12}C$  ratios of soil organic carbon from soils of disparate texture in Iron Range National Park, Far North Queensland, Australia. *Geochimica et cosmochimica acta*, 69, 196161973.
- Yans, J., Amaghazaz, M.B., Bouya, B., Cappetta, H., Iacumin, P., Kocsis, L., and other, 2014. First carbon isotope chemostratigraphy of the Ouled Abdoun phosphate Basin, Morocco; implications for dating and evolution of earliest African placental mammals. *Gondwana Research*, 25, 2576269.
- Young, F.G., 1975. Upper Cretaceous stratigraphy, Yukon coastal plain and northwestern Mackenzie Delta. *Geological Survey of Canada*, 249, 83 p.
- Young, F.G., 1978. Geological and geographical guide to the Mackenzie Delta area. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Calgary, 158 p.
- Young, F.G., McNeil, D.H., 1984. Cenozoic stratigraphy of the Mackenzie Delta, Northwest Territories, *Geological Survey of Canada Bulletin*, 336, 1663.
- Young, F.G., Myhr, D.W., Yorath, C.J., 1976. Geology of the Beaufort-Mackenzie basin. *Geological Survey of Canada*, 76/11, 1665.
- Zachos, J.C., Stott, L.D., Lohmann, K.C., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography*, 9 (2), 3536387.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292 (5517), 6866693.
- Zachos, J. C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H., Kroon, D., 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, 308 (5728), 161161615.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451 (7176), 2796283.

- Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T.M., and other, 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79(1-4), 117-161.
- Ziegler, P.A., 1990. *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2nd and revised edition. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, 237 p.

# ANNEXES



Photographies de la mission en carothèque au Geological Survey de Calgary. Quelques exemples de faciès : A : Taglu G-33, Fm-c2, B : Taglu G-33, Fm-c1, C : Taglu G-33, F7b, D : Titalik K-26, F4b, E : Amerk O-09, F 3. Barre d'échelle 5cm.



Circulation océanique actuelle dans le Bassin Arctique. Sont représentés le gyre de Beaufort et la dérive Transpolaire (NSIDC)